

MARCELO BOGO

ARQUITETURA DEPOSICIONAL DA BARREIRA
HOLOCÊNICA NA REGIÃO MERIDIONAL DA ILHA DE SÃO
FRANCISCO DO SUL, SC

Dissertação apresentada como requisito
parcial à obtenção do grau de Mestre
Programa de Pós-graduação em
Geologia, Setor de Ciências da Terra,
Departamento de Geologia,
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof.^a. Dr.^a. Maria Cristina de Souza

Co-orientadores: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo

Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

CURITIBA
2013

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	iv
LISTA DE TABELAS.....	vi
AGRADECIMENTOS.....	vii
RESUMO.....	ix
ABSTRACT.....	x
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos.....	2
1.2 Localização da área e fisiografia da Ilha de São Francisco do Sul	3
1.3 Geomorfologia.....	5
1.4 Solos	7
1.5 Hidrografia.....	8
1.5.1 Estuário da Babitonga.....	10
1.6 Vegetação.....	13
1.7 Clima.....	16
1.8 Oceanografia	18
1.9 Geologia	20
1.9.1 Rochas do Embasamento.....	20
1.9.2 Sedimentos Continentais Cenozóicos.....	23
1.9.3 Sedimentos Costeiros Quaternários.....	25
1.9.3.1 Planícies com cordões litorâneos.....	26
1.9.3.1.1 Barreira pleistocênica	27
1.9.3.1.2 Barreira holocênica	28
1.9.3.2 Praias Atuais.....	28
1.9.3.3 Planície paleolagunar holocênica.....	29
1.9.3.4 Planície paleoestuarina pleistocênica.....	30
1.9.3.5 Planícies de maré atuais	30
1.9.3.6 Depósitos fluviais atuais	30
1.9.3.7 Campo de dunas parabólicas holocênico	31
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	34
2.1 Barreiras Costeiras – Definição e morfologia	34
2.2 Modelos evolutivos de barreiras costeiras.....	36
2.2.1 Sistemas de barreiras transgressivas.....	36
2.2.2 Sistemas de barreiras regressivas	37
2.2.3 Sistemas de barreiras estacionárias	38
2.2.4 Barreiras costeiras e sistemas estuarinos	39
2.3 Fácies e associações de fácies nos sistemas de barreiras costeiras	41
2.4 Evolução das Barreiras das costas da região sul do Brasil.....	43
2.4.1 Variações do Nível Relativo do Mar no Holoceno.....	44
2.5 Modelos Regionais de barreiras	45
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	49
3.1 Base Cartográfica e Base Geológica	49
3.2 Dados de GPR (Ground Penetrating Radar)	49
3.2.1 Caracterização do método GPR.....	52
3.2.2 Processamento de Imagens nas seções GPR	54
3.2.3 Interpretação das radarfácies nas seções GPR.....	56
3.2.4 Terminações estratais	58
3.3 Sondagem	60

3.3.1	Programação de Sondagens	60
3.3.2	Execução das Sondagens	60
3.4	Descrição dos testemunhos	62
4	RESULTADOS	63
4.1	Superfícies de radar	63
4.1.1	Superfícies limitantes principais.....	63
4.1.2	Superfícies limitantes secundárias.....	63
4.2	Padrões das radarfácies.....	64
4.2.1	Refletores Oblíquos	64
4.2.1.1	<i>Radarfácies Fs-Ag</i>	64
4.2.1.2	<i>Radarfácies Fs-Sg</i>	64
4.2.1.3	<i>Radarfácies Fs-Tbi</i>	64
4.2.1.4	<i>Radarfácies Fs-Ci</i>	65
4.2.1.5	<i>Radarfácies Fs-Tbb</i>	65
4.2.2	Refletores sub-horizontais	66
4.2.2.1	<i>Radarfácies Fs-Tbh</i>	66
4.2.2.2	<i>Radarfácies Fs-Lt</i>	66
4.2.2.3	<i>Radarfácies Fs-Sd</i>	66
4.2.2.4	<i>Radarfácies Fs-Ch</i>	66
4.2.2.5	<i>Radarfácies Fs-Cc</i>	66
4.2.2.6	<i>Radarfácies Fs-On</i>	67
4.2.3	Refletores Irregulares	68
4.2.3.1	<i>Radarfácies Fs-Op</i>	68
4.2.3.2	<i>Radarfácies Fs-Hp</i>	68
4.2.3.3	<i>Radarfácies Fs-Cac</i>	68
4.3	Fácies nos testemunhos de sondagem	69
4.3.1	Areia com laminação cruzada acanalada (St).....	69
4.3.2	Areia com laminação cruzada planar (SP)	69
4.3.3	Areia maciça (Sm).....	69
4.3.4	Areia com laminação cruzada de baixo ângulo (Sli).....	70
4.3.5	Areia com laminação plano-paralela (Sh)	70
4.3.6	Lama maciça (Fm).....	70
4.4	Estratigrafia da Área	72
4.4.1	Bloco norte	72
4.4.2	Bloco sul	85
4.5	Tectônica	101
5	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	104
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	111
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	112

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Situação e localização da área de estudo. Em vermelho o acesso principal à ilha a partir da BR-280. No retângulo amarelo a área de estudo. Fonte da Imagem CBERS: INPE (2011).	4
Figura 2: A) Elevação sustentada por rochas do embasamento, sobressaindo à planície costeira. B) Aspecto do relevo plano típico da planície costeira na Ilha de São Francisco do Sul.	6
Figura 3: Mapa Hidrográfico da ilha de São Francisco do Sul. Fonte: Modificado a partir da montagem das cartas topográficas do IBGE 1:50.000 (IBGE 1981a, 1981b, 1981c, 1981d).	9
Figura 4: Mapa Batimétrico do Complexo Estuarino da Babitonga. Fonte: Vieira <i>et al.</i> (2008).	12
Figura 5: Aspecto da Praia Grande, no local denominado “Praia do Ervino”. Pode-se observar as dunas frontais em primeiro plano com a vegetação típica de restinga.	15
Figura 6: Direções e velocidade média do vento na estação de São Francisco do Sul. Dados coletados em 2004. Modificado de: Angulo <i>et al.</i> 2009.	17
Figura 7: Mapa geológico do Complexo Paranaguá. Na área em destaque a Ilha de São Francisco do Sul. ZC – Zona de Cisalhamento. Modificado de Cury (2009).	22
Figura 8: Imagem orbital e perfil morfoestrutural dos grábens do Alto Ribeira e de Paranaguá. Modificado de Zalán & Oliveira (2005).	23
Figura 9: Campo de dunas estáveis, fixadas pela vegetação. Local próximo à Praia do Ervino.	31
Figura 10: Mapa Geológico da ilha de São Francisco do Sul. Modificado de Anjos (2010).	33
Figura 11: Geometrias e estratigrafias generalizadas de barreiras costeiras em costas dominadas por ondas. Modificado de Roy <i>et al.</i> (1994).	39
Figura 12: Morfologia de zonas costeiras de acordo com dominância de ondas ou marés, em regimes transgressivos e regressivos. Modificado de Boyd <i>et al.</i> (1992).	40
Figura 13: Subambientes principais do sistema praial. Modificado de Angulo (1992).	41
Figura 14: Oscilações do nível do mar de acordo com estágios isotópicos marinhos (O) para os últimos 800.000 anos. Modificado de: Imbrie <i>et al.</i> (1984).	43
Figura 15: Envelope para curva de variação do nível do mar nos últimos 7.000 anos para a costa brasileira acima do paralelo 28° (linha cheia e quadrados) e abaixo do paralelo 28° (linha tracejada e círculos). Fonte: Angulo <i>et al.</i> (2006).	45
Figura 16: Quatro sistemas de ilhas-barreira registrados na planície costeira do rio Grande do Sul. Fonte Villwock <i>et al.</i> (1986).	46
Figura 17: Modelo evolutivo da barreira holocênica de Paranaguá. Fonte: Souza (2005). A) Isócronas com datações. B) Distribuição de fácies na barreira holocênica.	47
Figura 18: Evolução paleogeográfica da região de Itapoá. a) durante o máximo da transgressão, b) durante a regressão e c) atual. 1) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados, 2) barreira pleistocênica, 3) estuários, 4) planícies paleoestuarinas e estuários, 5) planícies paleoestuarinas, fluviais e estuários, 6) esporões e ilhas-barreiras transgressivas, 7) esporões e barreiras regressivas, 8) provável localização de desembocaduras, 9) lineamentos de cordões litorâneos, 10) linha de costa atual. Fonte: Souza (2005).	48
Figura 19: Levantamento GPR na Ilha de São Francisco do Sul em 2009. Fonte: LECOST(UFPR)/CECO(UFRGS).	50
Figura 20: Localização. A) Bloco Norte e B) Bloco Sul. Seções GPR e locação de sondagens (VT) em detalhe do mapa Geológico. Fonte: modificado de Anjos (2010).	51

Figura 21: Princípio do levantamento em “common offset”, com os tempos de transmissão e recepção. Modificado de Neal (2004).	52
Figura 22: Interpretação do radargrama segundo princípios da estratigrafia de radar. Modificado de Neal (2004).	56
Figura 23: Padrões descritivos dos elementos de estratigrafia de radar. Modificado de Neal (2004).	57
Figura 24: Terminações estratais e suas relações com superfícies de discontinuidades. Modificado de Catuneanu (2006).	59
Figura 25: Sondagem do Vt-4 com vibrotestemunhador.	61
Figura 26: Preparação do tubo de alumínio da sondagem com o vibrotestemunhador.	62
Figura 27: Padrões das radarfácies inclinadas em relação às superfícies de radar principais.	65
Figura 28: Padrões de radarfácies sub-horizontais em relação às superfícies de discontinuidades principais.	67
Figura 29: Padrões de radarfácies irregulares, sem ordem ou orientação definidas.	68
Figura 30: Fácies sedimentares. St- Areia com laminação cruzada acanalada (VT-02). Sp- Areia com laminação cruzada planar (VT-07) Sm- Areia maciça.(VT-06) Sli- Areia com laminação cruzada de baixo ângulo (VT-04). Sh- Areia com laminação plano-paralela (VT-02). Fm- Lama maciça (VT-07).	71
Figura 31: Seções de georradar e sondagem no Bloco norte.	72
Figura 32: Radargrama da seção L_10E entre 0 e 120 m. Refletores sub-horizontais associados a uma paleolaguna.	74
Figura 33: Radargrama da seção L_10E entre as marcações 130 e 250 m. Pode-se observar a região de contato da unidade holocênica(paleolaguna) com o terraço pleistocênico.	74
Figura 34: Radargrama da seção L_17_W entre as marcações 860 e 1060. No canto inferior esquerdo observa-se canal inciso na superfície Sf1-Dc.	76
Figura 35: Radargrama da seção L_17_W entre as marcações 1060 e 1240. Notar sentido de progradação dos refletores.	77
Figura 36: Radargrama da seção L_17W entre as marcações 1260 e 1420 metros. O refletor diáfano em aparente truncamento das estruturas está associado ao topo do lençol freático.	78
Figura 37: Radargrama da seção L_19E com traçado das superfícies de radar e das terminações dos refletores.	79
Figura 38: Radargrama da seção L_23_S. Pode se observar as formas sigmoidais com migração para sul.	80
Figura 39: Corte na estrada próximo ao VT-06. Notar aterro acima dos depósitos arenosos.	81
Figura 40: Escavação para drenagem pluvial. Observa-se no corte um horizonte de “piçarra” logo abaixo das areias de cobertura. Local próximo ao VT-5.	82
Figura 41: Detalhe do radargrama da seção L_17W entre as marcações 900 e 980 com o VT-05.	82
Figura 42: Perfil do VT-05 com fotografia do testemunho. De 0 a 0,27 m o material é aterro de implantação de vias.	83
Figura 43: Detalhe do radargrama da seção L_17W entre as marcações 900 e 980 com o VT-06. Pode-se observar a esquerda do VT-06, feição planar mergulhando para leste.	83
Figura 44: Perfil do VT-05 com fotografia do testemunho. Pode-se observar no detalhe tubos <i>Ophiomorpha</i> de <i>Callichirus</i> .	84
Figura 45: Seções de georradar e sondagem no Bloco sul.	85
Figura 46: Radargrama da seção L_07W. Podem-se observar refletores com progradação para oeste acima da Sf1-Dc.	87
Figura 47: Radargrama da seção L_07W na marcação 390 a 640 metros. Podem-se observar refletores abaixo de Sf1-Dc progredindo para leste.	88

Figura 48: Neste radargrama da L_07W é bastante evidente a atenuação de sinal produzido pela cunha salina, visível como um ruído do tipo “flocos de neve” na extremidade leste da seção, já próximo ao mar.	90
Figura 49: Radargrama da seção L_02W. Observa-se no canto inferior direito estratificação cruzada tabular associada às dunas frontais.	91
Figura 50: Radargrama da seção L_07W com o VT-04. Pode-se observar a correspondência entre os refletores e fácies descritas.	92
Figura 51: Testemunho e fácies no VT-04. Nos detalhes, concentrações de matéria orgânica.	93
Figura 52: Radargrama da seção L_07W com o VT-02. Pode-se observar o alto contraste do horizonte de cobertura.	94
Figura 53: Radargrama da seção L_07W com o VT-03. De 2,20 a 5,35 m, o testemunho sofreu deformação no transporte.	94
Figura 54: Testemunho e fácies do VT-02, executado na planície paleolagunar holocênica.	95
Figura 55: Testemunho e fácies sedimentares do VT-03. O trecho entre 2,20 e 5,35 metros sofreu deformação durante transporte.	96
Figura 56: Radargrama da seção L_04S. Observam-se diversas gerações de paleocanais.	97
Figura 57: Radargrama da seção L_07W com o furo VT-07. Notar refletores com alto contraste abaixo da Sf1-Dc.	98
Figura 58: Testemunho do VT-07. Nos detalhes, estruturas sedimentares e tubos <i>Ophiomorpha</i> de <i>Callichirus</i>	99
Figura 59: A) Banco conchífero subjacente a horizonte de aproximadamente 1,2 metros de areias. B) detalhe das conchas de <i>Anomalocardia brasiliensis</i>	100
Figura 60: Escavação para instalação do Vibrotestemunhador VT-04. Notar horizonte de piçarra logo abaixo de areia branca na superfície.	100
Figura 61: Falha truncando sedimentos sobrejacentes à Sf1-Dc na seção L_17W.	102
Figura 62: Falha truncando sedimentos sobrejacentes à Sf1-Dc na seção L_21W.	102
Figura 63: Falha truncando sedimentos sobrejacentes à Sf1-Dc na seção L_19W.	103
Figura 64: Falha truncando sedimentos posicionados abaixo da Sf1-Dc na seção L_07W.	103
Figura 65: Seção geológica ao longo da seção L_17W.	108
Figura 66: Região da desembocadura do Canal do linguado em Barra do Sul. Pode-se observar os cordões litorâneos, canais e planície de maré. Fonte: Levantamento aerofotogramétrico do ano de 1995, escala 1:12.500 (SPU 1995).	110

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Pontos de sondagem executados. As elevações foram retiradas da carta 1:10.000 PMSFS (2006).	60
--	----

AGRADECIMENTOS

À minha amada esposa e excelente companheira Daniela Vicentini pelo carinho, paciência e incentivo durante todo o trabalho e aos nossos queridos filhos Alois, Luca e Serena, que são a luz guia nessa jornada e por quem tudo faz sentido.

Meus sinceros agradecimentos à Professora Dr^a Maria Cristina de Souza pela oportunidade de retorno à academia, pela amizade, orientação e incentivo durante todas as etapas vencidas.

Ao Professor Dr. Rodolfo José Angulo pela orientação e permanente disposição para as dúvidas e discussões sobre o trabalho.

Ao Professor Dr. Eduardo Guimarães Barboza pelos excelentes comentários e correções na revisão final da dissertação.

Aos meus colegas do LECOST; Maria Carolina Stellfeld, Raíssa de Araújo Nogueira, Egon Abraão de Paula Ramos, Bruno Ivan Simioni e Thaís Guimarães de Freitas, pelo apoio e participação nas diversas etapas do projeto. Ao José Eduardo Gheno Becker e Luiz Henrique Sielski de Oliveira, companheiros dos memoráveis trabalhos de campo na “kombi”.

Ao Professor Celso Vãos Vieira pelo alojamento nas instalações da UNIVILLE e apoio na sondagem (cadê a talha!) durante a etapa de campo, além de discussões sobre a Geologia da Ilha e material de pesquisa.

Ao Doutor Norberto Olmiro Horn Filho, pelo material de pesquisa e pelas discussões sobre a Geologia da Ilha de São Francisco do Sul.

Ao Professor Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira pela disponibilização do laboratório de Geodinâmica superficial do Centro de Filosofia e Ciências Humanas – UFSC.

Ao Professor Dr. Fernando Farias Vesely pelas importantes sugestões na fase de qualificação.

Ao Professor Dr. Leonardo Fadel Cury pelo material de pesquisa e incentivo.

Ao LABAP pela disponibilização do veículo de campo. Ao LABSED pela disponibilização do laboratório, e ao Técnico Daniel Paredes pelo apoio durante a descrição de testemunhos.

Aos colegas da exploratória; Guilherme Arruda Sowek, pela ajuda com a arquitetura deposicional, e Laís Ribas pela ajuda durante a serragem dos testemunhos.

À Leme Engenharia pelo apoio, e aos colegas da “Civil”.

À amiga Nirvani pela valiosa ajuda com as ilustrações.

Ao Departamento de Geologia do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, em especial ao secretário do programa de Pós-Graduação, Rodrigo da Silva.

Aos meus pais e minha irmã, pelo carinho e apoio em todas as situações.

Ao CNPq pelo financiamento dos recursos de campo e laboratório, através dos projetos 72044/2009-5-Characterização das barreiras e evolução paleogeográfica da zona costeira entre a Ilha de São Francisco do Sul e a Ilha Comprida, e 472897/2010-1-Interação entre a dinâmica natural dos ambientes costeiros e as atividades humanas na costa paranaense e norte catarinense.

RESUMO

A Ilha de São Francisco do Sul está localizada no litoral norte do estado de Santa Catarina, sul do Brasil. Abrange uma área de cerca de 270 km², sendo constituída por rochas do embasamento cristalino e sedimentos. Os sedimentos podem apresentar origem continental, que normalmente estão associados às vertentes de elevações do embasamento, ou origem marinha, presente em depósitos costeiros distribuídos na planície que domina a paisagem da ilha. O objetivo deste trabalho é a caracterização dos depósitos costeiros na porção sul da ilha, através do tratamento e interpretação de seções de GPR (*Ground Penetrating Radar*), as quais definiram a arquitetura deposicional em subsuperfície. Também foram descritas fácies em testemunhos de sondagem, que forneceram dados sedimentares e estratigráficos. A interpretação dos radargramas foi elaborada através da descrição de radarfácies, caracterizadas por sua forma, mergulho, continuidade e relação entre refletores. Três grupos de radarfácies foram descritos: refletores inclinados, sub-horizontais e irregulares. A área de estudo foi dividida em dois blocos distintos, norte e sul, segundo a arquitetura sedimentar definida pela estratigrafia de radar. Os dados de subsuperfície obtidos com o vibrotestemunhador possibilitaram a definição de seis fácies sedimentares: areia maciça, lama maciça, areia com laminação plano-paralela, areia com laminação cruzada acanalada, areia com laminação cruzada planar e areia com laminação cruzada de baixo ângulo. A caracterização das fácies sedimentares em conjunto com os dados de estratigrafia de radar permitiu a caracterização dos ambientes de sedimentação praial, eólico, lagunar e estuarino. O Bloco norte apresenta refletores condizentes com a progradação da barreira durante a queda de nível do mar de 2,5 m nos últimos 5000 anos. No bloco sul, os refletores apresentam-se com geometria diversa, sendo clara a influência de sistemas de paleocanais e esporões arenosos no desenvolvimento da barreira, fato esse devido à progradação ter ocorrido sob a influência da dinâmica do paleoestuário da Babitonga. A sequência regressiva da barreira holocênica assenta-se sobre uma superfície de ravinamento pleistocênica identificada nos radargramas. As unidades descritas mostraram correspondência com mapeamento geológico de superfície proposto para esta área de estudo.

Palavras-chave: GPR, barreiras costeiras, Ilha de São Francisco do Sul.

ABSTRACT

The island of São Francisco do Sul is located on the northern coast of Santa Catarina state, southern Brazil. It covers an area of approximately 270 km², being composed of crystalline basement rocks and sediments. The sediments may be continental, associated with basement hillslope deposits, or marine, spread in coastal deposits distributed across the plain that dominates the island's landscape. The objective of this work is the characterization of the coastal deposits in the southern portion of the island, based on the processing and interpretation of GPR sections. Facies were also described in boreholes, providing sedimentary and stratigraphic data. The interpretation of radargrams was elaborated by describing radarfacies, characterized by its shape, dip, continuity and relationship between reflectors. Three groups of radarfacies were described: inclined, sub-horizontal and irregular reflectors. The study area was divided into two distinct blocks, north and south, according to the depositional architecture defined by radar stratigraphy. The data obtained from the subsurface vibrocore allowed the definition of six sedimentary facies: massive sand, massive mud, planar cross-stratified sand, through cross-stratified sand, parallel laminated sand and low-angle cross-stratified sand. The characterization of the sedimentary facies coupled with the radar stratigraphic data allowed the characterization of beach, eolian, lagoon and estuarine sedimentary environments. The North Block has reflectors consistent with barrier progradation during the 2.5 meters sea level fall in the last 5.000 years. In the South Block the reflectors presents a different geometry, with clear influence of paleochannels systems and sandy spits in the barrier development, owing to the fact that progradation occurred under the influence of the Babitonga paleoestuary dynamics. The holocenic barrier sequence rests on a ravinement surface of pleistocenic age, identified in radargrams. The units described showed correlation with the surface geological map proposed for this area.

Key-words: GPR, coastal barriers, São Francisco do Sul Island.

1 INTRODUÇÃO

As extensas planícies costeiras da costa brasileira são testemunhos de variações do nível do mar durante o Quaternário, sendo as barreiras costeiras as feições geomorfológicas dominantes nestes ambientes. As barreiras costeiras são corpos alongados paralelos à costa, cuja gênese está relacionada a acumulações de sedimentos pela ação de ondas, ventos e marés, sendo que as praias atuais representam a porção ativa destas barreiras.

Apesar da zona costeira ser ocupada de forma intensa e desordenada, o conhecimento de seu substrato constituído de sedimentos inconsolidados é ainda bastante escasso. A Ilha de São Francisco do Sul, localizada na região sul do Brasil, em uma zona de costas montanhosas entremeada de estuários, praias e lagunas, é um exemplo. Com poucos trabalhos científicos publicados acerca da geologia local, e com mapeamentos em sua maioria regionais, e que não detalham os depósitos cenozóicos, é uma região ainda a ser estudada em detalhe.

O conhecimento dos depósitos subsuperficiais, além de constituir importante ferramenta de manejo da zona costeira, permite incorporar dados em modelos regionais de evolução costeira.

A planície costeira da Ilha de São Francisco do Sul, com área total de 237 km², é formada por depósitos sedimentares do Pleistoceno e do Holoceno, modelados como uma superfície plana a suavemente ondulada (Anjos 2010).

A gênese da porção holocênica do sistema de barreiras está relacionada à progradação costeira associada à queda do nível relativo do mar após o máximo pós-glacial ocorrido há aproximadamente 5.000 anos. Esse sistema têm como feições marcantes os cordões litorâneos, associados aos depósitos eólicos, lagunares, fluviais e praias. As barreiras são formadas essencialmente por sedimentos arenosos inconsolidados, sendo que a porção holocênica apresenta espessuras da ordem de 15 m, permitindo o emprego de métodos de investigação rasa para sua caracterização.

O método radar de penetração do solo (GPR) constitui uma ferramenta geofísica para o imageamento da subsuperfície, e em associação com investigação do meio físico por sondagem, gera dados para a definição da arquitetura deposicional e dos ambientes de sedimentação.

A definição das radarfácies e a caracterização de fácies e suas associações em testemunhos de sondagem permitiu estabelecer uma estratigrafia local, e um modelo para os ambientes e processos sedimentares que atuaram na formação da barreira holocênica.

1.1 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é caracterizar os depósitos holocênicos na região meridional da Ilha de São Francisco do Sul.

A hipótese investigada neste trabalho é que os depósitos da porção holocênica da planície costeira da Ilha de São Francisco do Sul foram formados em duas fases:

1- Criação de um sistema laguna-barreira retrogradante durante o período de estabilização anterior ao máximo interglacial. 2- Barreira progradante formada durante a queda de nível do mar há aproximadamente 5.500 anos.

Para testar esta hipótese procurou-se coletar e interpretar dados de subsuperfície verificando deste modo se a estrutura ou arquitetura deposicional são compatíveis com os modelos existentes na literatura.

Os objetivos específicos ou etapas do presente estudo são:

- Definição de radarfácies e estratigrafia de radar em seções GPR;
- Caracterização das fácies sedimentares e das associações faciológicas em testemunhos de sondagem com vibrotestemunhador;
- Definição do paleoambiente deposicional e dos processos formadores dos depósitos holocênicos;

Justifica-se este trabalho pela escassez de informações geológicas de subsuperfície na região. Os resultados obtidos devem auxiliar no entendimento sobre a evolução da paisagem holocênica em que foram formados os depósitos sedimentares da Ilha de São Francisco do Sul. O conhecimento adquirido será, posteriormente, integrado em inúmeras ferramentas de manejo da Zona Costeira, subsidiando o planejamento de ocupação da orla litorânea da região, em crescente desenvolvimento econômico.

1.2 Localização da área e fisiografia da Ilha de São Francisco do Sul

A Ilha de São Francisco do Sul está localizada no litoral do Estado de Santa Catarina, em sua porção setentrional ou Setor I da compartimentação morfoestrutural do Estado de Santa Catarina (Horn Filho 2003). Situa-se entre as coordenadas, 48°29'37" e 48°42' 57"W e 26°27'14" e 26°09'46" S, no município de São Francisco do Sul, que abrange além da própria ilha, uma porção continental (Figura 1).

A ilha apresenta formato aproximadamente triangular, com comprimento máximo de 35 km, largura máxima de 16 km e altitude média de 9 m (IBGE 2012). Sua área é de aproximadamente 270 km², o que constitui 55% da área total do município, de 493 km². A ilha tem como limite sul o município de Barra do Sul, Araquari no sudoeste, ao oeste Joinville, ao noroeste os municípios de Garuva e Itapoá. Ao norte e ao leste a ilha é banhada pelo Oceano Atlântico.

A área de estudo insere-se no contexto da extensa planície costeira da Ilha de São Francisco do Sul, compreendida entre a Praia do Forte na porção nordeste da ilha, e o canal do Linguado no Balneário de Barra do Sul, extremo sul da ilha. O presente estudo restringe-se à porção sul da Ilha, na localidade de Praia do Ervino (Figura1), onde foram realizados os levantamentos com GPR e sondagens sobre a planície costeira.

A sede do município, a cidade de São Francisco do Sul, está localizada na porção insular do mesmo, às margens da baía de Babitonga, e possui coordenadas 26°14' 36"S e 48°38'17"W, distante 183 km da capital do Estado de Santa Catarina, Florianópolis e a 37 km de Joinville, a maior e a mais industrializada cidade do Estado.

O principal acesso à ilha faz-se pela BR-101, que corta o Estado de norte a sul através da zona litorânea. Nas proximidades do município de Araquari, o acesso à ilha é feito pela BR-280, proveniente de Canoinhas, no sentido oeste- leste. Outros acessos são via marítima pela baía da Babitonga, via *ferryboat*, ligando a Vila da Glória no continente à Praia das Laranjeiras na Ilha de São Francisco, e pelo Canal do Linguado.

Uma ferrovia, da Companhia Sul Atlântica S.A. , liga a Ilha de São Francisco do Sul ao continente passando sobre o aterro do Canal do Linguado paralelamente à BR-280, e é utilizada somente para o transporte de cargas. Os aeroportos mais próximos são os de Joinville (39 km) e Navegantes (90 km).

De grande importância econômica são o Porto de São Francisco do Sul, que é o quinto maior porto brasileiro em movimentação de contêineres (APSFS 2012), e o Terminal Marítimo da Petrobras.

O acesso à área de estudo faz-se, a partir da BR-280 que dá acesso à ilha, virando à direita aproximadamente 3 km após a passagem sobre o Canal do Linguado e seguindo pela estrada municipal SFS-330 por 10 km até a localidade de Praia do Ervino, na porção sul da ilha.

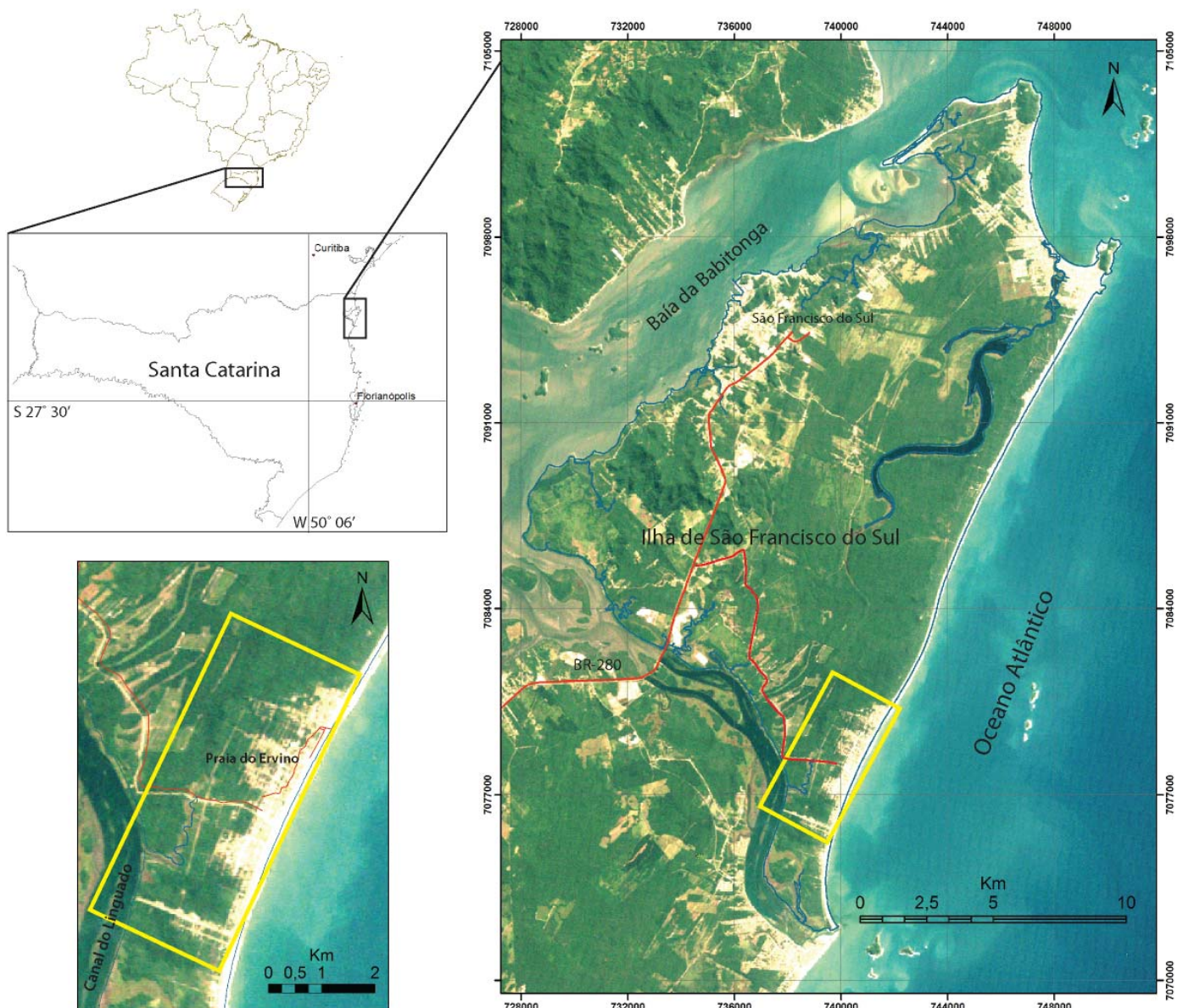


Figura 1: Situação e localização da área de estudo. Em vermelho o acesso principal à ilha a partir da BR-280. No retângulo amarelo a área de estudo. Fonte da Imagem CBERS: INPE (2011).

1.3 Geomorfologia

A Ilha de São Francisco do Sul está inserida no contexto do litoral da costa sul do Brasil, região caracterizada pela interação entre os maciços cristalinos que compõem a Serra do Mar, e as formações sedimentares continentais e plataformais do Cenozóico. Essa geomorfologia resulta em um litoral recortado formado por pontões rochosos e escarpas, entremeados por praias, baías, planícies costeiras, sistemas de barreiras e estuários (Dominguez 2009). A costa leste da ilha é retilínea, controlada pelo sistema de praias atuais, enquanto a costa oeste- noroeste é recortada por reentrâncias junto à baía da Babitonga.

Na ilha ocorrem elevações de até 150 m, como os morros Grande, do Forte, da Cruz e de Itaguaçu, remanescentes dos maciços cristalinos da Serra do Mar. Estas proeminências no relevo (Figura 2A) ocorrem principalmente na porção norte-noroeste da ilha, e destacam-se no relevo plano da Planície costeira adjacente, que ocorre como uma larga faixa de 237 km², com orientação NE-SW.

A extensa planície que domina a paisagem da ilha (Figura 2B) ocupa 88% de sua área, coincide com o eixo NNE-SSW da ilha, e sua maior largura, aproximadamente 16 km, ocorre na porção central da mesma.

Características da costa leste e nordeste são a presença de dunas frontais e campos de dunas eólicas de grande porte adjacentes à praia, com área total de 5,3 km² (Anjos 2010). Esses campos são constituídos por dunas barcanóides orientadas segundo NW com altitudes de até 35 m, passando para um relevo suavemente ondulado a plano à medida em que se avança em direção ao continente, com a presença de linhas mais ou menos descontínuas de cordões litorâneos, visíveis principalmente em imagens aéreas ou espaciais.

A planície costeira da ilha possui altitudes que variam de 0 a 9 m (Anjos 2010). Insere-se no domínio morfoestrutural dos depósitos sedimentares do Quaternário, dentro da compartimentação “Depósitos sedimentares quaternários”, subdividida em “Planícies Marinhas”, “Planícies Aluviais” e “Planos e Rampas Colúvio-Aluviais” (IBGE 2004a).

As planícies marinhas compreendem modelados de acumulação, resultantes de processos marinhos, eólicos e estuarinos, que constituem as praias, terraços marinhos e lagunares, planícies eólicas, manguezais, penínsulas, baías e enseadas. As planícies aluviais possuem origem fluvial e encontram-se dispersas entre outras unidades ou interdigitando-se com as Planícies Marinhas.

Os planos e rampas colúvio-aluviais apresentam-se como modelados planos, localmente abaciados, rampas de declives diversos e mais raramente formas tabulares, baixos platôs e colinas associados à dinâmica das encostas, sendo que localmente esses depósitos podem possuir ravinamentos. Alguns locais nessa planície apresentam substrato permanentemente encharcado, principalmente ao longo de pequenos cursos fluviais.

No entorno da Ilha de São Francisco do Sul existem inúmeras ilhas menores, sendo 24 ilhas na Baía da Babitonga, 57 ilhas no Canal do Linguado, 37 ilhas no Canal do Palmital e 21 ilhas oceânicas.



Figura 2: A) Elevação sustentada por rochas do embasamento, sobressaindo à planície costeira. B) Aspecto do relevo plano típico da planície costeira na Ilha de São Francisco do Sul.

1.4 Solos

De acordo com o mapa de Pedologia da folha Joinville (IBGE 2004b), os principais tipos de solo encontrados na Ilha de São Francisco do Sul são cambissolos, organossolos, espodossolos e neossolos.

Os cambissolos do tipo áplico aluminico e flúvico distrófico são derivados da alteração de rochas do embasamento cristalino. São pouco evoluídos e possuem horizonte “B” incipiente sob qualquer tipo de horizonte superficial. Incluem solos de profundidades, composição e estruturas bastante variáveis, condicionados principalmente pelo relevo e características da drenagem (Oliveira 2006).

O organossolo áplico hêmico é associado a regiões úmidas de mangue, lagunas, planícies de maré; de textura argilosa e siltosa.

Os espodossolos estão associados à planície costeira da ilha. A topografia plana e a lenta drenagem lateral, associadas ao material de origem arenoso e poroso e à flutuação temporária dos níveis freáticos, influenciam sobre a mobilização, migração e acúmulo de matéria orgânica e metais (Al e Fe), formando horizontes B espódicos (Martins *et al.* 2011), denominados regionalmente como “piçarras”.

O espodossolo humilúvico hidromórfico ocorre sobre a planície costeira holocênica da ilha. Possui textura arenosa, desenvolvido sobre substratos de areia quartzosa em condições de relevo aproximadamente plano e deprimido, com umidade significativa. É um solo normalmente pobre, ácido e com podzolização / queluviação características. Os horizontes de tal solo apresentam diferenciação nítida e o horizonte B desenvolve-se sobre o horizonte eluvial E ou sob o horizonte A (Oliveira 2006).

O espodossolo ferrihumilúvico hidromórfico ocorre associado à planície costeira pleistocênica, sendo um solo mineral de textura arenosa, com horizontes “A” e “B” claramente distinguíveis pelo conteúdo em argila, mais abundante no segundo (Oliveira 2006), e maior quantidade de óxidos e hidróxidos de ferro em relação ao espodossolo humilúvico.

O neossolo quartzarênico órtico está concentrado sobre dunas e areias holocênicas, consistindo de solos juvenis pouco evoluídos, com menos de 30 cm de espessura, sendo o horizonte “B” ausente (Oliveira 2006).

1.5 Hidrografia

A região em que se situa a Ilha de São Francisco do Sul é drenada por bacias que vertem para o Oceano Atlântico (Figura 3), pertencendo à Região Hidrográfica do Atlântico Sul, e ao Sistema de Bacias Hidrográficas da Baixada Norte Catarinense (ANA 2012), com 5.138 km², cujos principais rios são o Rio Itapocu (bacia de drenagem com 2.930 km²), o Rio Cubatão (472 km²) e o Rio Cachoeira (80 km²). Outros rios importantes são os rios Palmital e Parati.

As sub-bacias hidrográficas na Ilha de São Francisco do Sul têm seus limites e abrangência de difícil delimitação, devido à pequena amplitude do relevo e baixa densidade de drenagem, o que torna o traçado dos divisores de água pouco definidos (Anjos 2010).

A rede de drenagem é de forma geral indistinta em relação à sua morfologia, entretanto, junto ao embasamento cristalino pode-se observar padrão arborescente associado às maiores declividades (Horn Filho 1997), em contraste com a drenagem de planície de baixa declividade. Anjos (2010) identificou padrão retangular de drenagem na região de contato entre a planície de cordões litorâneos do Pleistoceno com as planícies paleolagunares do Holoceno.

A principal sub-bacia hidrográfica da Ilha de São Francisco do Sul é formada pelo Rio Acaraí e pela Lagoa Capivaru, corpo de água doce (FATMA 2005) que deságua no canal de conexão entre o Rio Acaraí e o Oceano Atlântico.

O rio Acaraí localiza-se no setor centro norte da ilha, entre as latitudes 26°13' e 26°20'S, e representa o curso fluvial mais importante da ilha (FATMA 2003), deslocando-se paralelamente à atual linha de costa por aproximadamente 19 km até sua foz na Praia de Enseada. Lagoas menores tais como a lagoa Poço da Balsa e a Lagoa Icaraí desenvolvem-se associadas ao Rio Icaraí. Na área de estudo a drenagem fluvial se dá pelo Rio Perequê e afluentes.

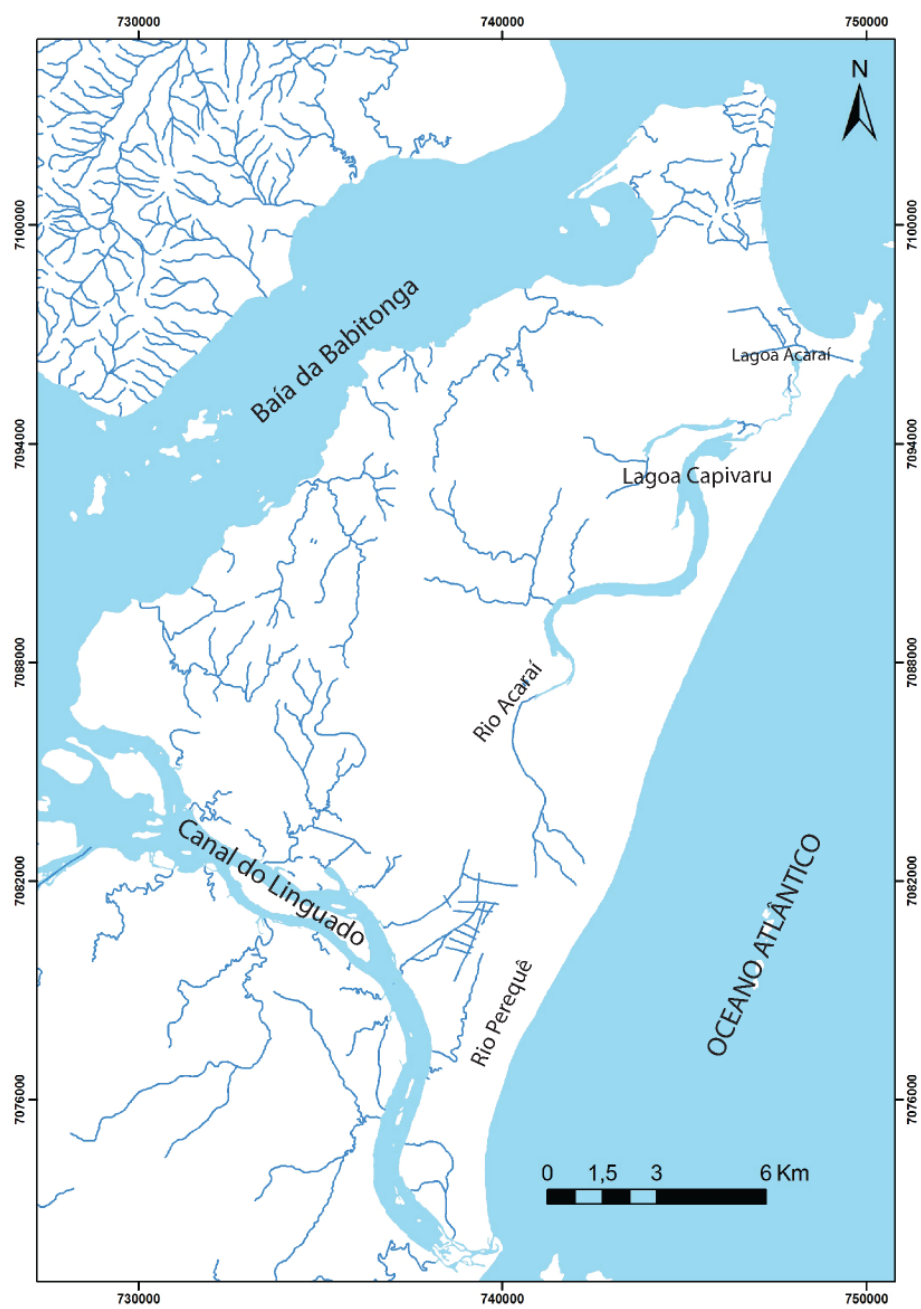


Figura 3: Mapa Hidrográfico da ilha de São Francisco do Sul. Fonte: Modificado a partir da montagem das cartas topográficas do IBGE 1:50.000 (IBGE 1981a, 1981b, 1981c, 1981d).

1.5.1 Estuário da Babitonga

A Baía da Babitonga faz parte do maior complexo estuarino do estado de Santa Catarina, sendo constituída por um canal principal alongado segundo NE/SW com 23 km de comprimento, 4,2 km de largura e profundidade média de 6 m (Vieira *et al.* 2008). Dois eixos alongados no sentido SE/NW, mais estreitos, formam canais transversais ao eixo principal, com largura máxima de 1,5 km e profundidade média de 4 m (Figura 4). No seu interior é possível identificar cerca de 120 ilhas (Mazzer & Gonçalves 2011).

O canal principal caracteriza-se por profundidades ao longo do eixo principal entre 10 e 20 m, alcançando máximo de 30 m na região de sua desembocadura (Vieira *et al.* 2008).

O eixo ao norte denominado Canal do Palmital, diferencia-se das demais áreas por receber as maiores contribuições hidrológicas, oriundas das bacias hidrográficas da escarpa da serra do Mar. O Canal do Palmital pode ser caracterizado como um exportador de sedimentos para o interior da baía da Babitonga (Vieira *et al.* 2008).

O eixo localizado ao sul, conhecido como Canal do Linguado, apresenta como principal característica a alteração da circulação hidrológica, ocorrida por ocasião do fechamento do canal em 1937 para a construção da rodovia de acesso à ilha de São Francisco do Sul (Barbosa & Mazzer 2003). Esse fechamento promoveu intenso assoreamento no interior do canal e em sua desembocadura, isso devido à menor capacidade do fluxo de vazante do canal em relação à energia de ondas e deriva longitudinal.

A circulação estuarina na Baía da Babitonga movimenta cerca de $7,8 \times 10^8$ m³ de água, em um tempo de residência de aproximadamente 237 dias (DNIT/IME 2004), estando associada, principalmente, às dinâmicas das marés e forçantes meteorológicas.

O regime da maré na Baía da Babitonga é de micromarés do tipo misto, predominantemente semidiurno, e caracteriza-se pela dominância de maré enchente. Esta assimetria na propagação da onda de maré depende do balanço entre os efeitos de fricção e estreitamento do canal, e caracteriza, portanto, o estuário como hipersíncrono (Truccolo & Schettini 1999), onde os efeitos de contração do canal são dominantes em relação aos efeitos friccionais de fundo.

Este efeito de balanço negativo (Schettini 2002) resulta em uma tendência do complexo estuarino em exportar sedimentos. Desequilíbrios no balanço de sedimentos podem ocasionar instabilidade nas áreas adjacentes, como observado nas praias do município vizinho de Itapoá,

afetadas por processos erosivos, resultado das dragagens do canal de acesso ao porto de São Francisco (Angulo & Souza 2004).

Vieira *et al.* (2008) individualizam dois subambientes deposicionais de características contrastantes, sendo um de caráter marinho raso, constituído por sedimentos arenosos bem selecionados e concentrações de carbonato biodetrítico, e outro tipicamente estuarino, com sedimentos finos mal selecionado e teor elevado de matéria orgânica. Um terceiro subambiente caracterizado como de zona de transição marinho/continental (Vieira *et al.* 2008).

A amplitude média de maré para o canal principal é de 100,99 cm. (DNIT/IME 2004). Já a maré meteorológica pode ser responsável por sobrelevações que variam de 50 a 80 cm acima da linha de preamar na Baía da Babitonga, de acordo com Truccolo & Schettini (1999).

Mazzer & Gonçalves (2011), através de análise morfométrica de dados de batimetria, identificaram cinco zonas fisiográficas na Baía da Babitonga; planícies de maré, bancos sublitorâneos, terraços submarinos, lajes rochosas e canais, caracterizando subambientes internos ao complexo estuarino.

Os terraços submarinos foram identificados em associação com lajes rochosas e canais, em profundidade variando de 5 a 8 m. Mazzer & Gonçalves (2011) consideram sua origem associada a níveis de retrabalhamento erosivo mais antigo. Os canais apresentam-se de forma e profundidade variada ao longo da baía, representando paleocanais fluviais e estuarinos, podendo ocorrer em cotas batimétricas inferiores a 12 m quando associados aos terraços submarinos.

Estudos de geologia e geomorfologia (Horn Filho 1997, Mazzer & Gonçalves 2011) sugerem que a Baía da Babitonga enquadra-se na classificação morfológica denominada *Ria*, que segundo a definição de Perillo (1995), são vales de dissecação fluvial inundadas por elevação do nível médio relativo do mar.

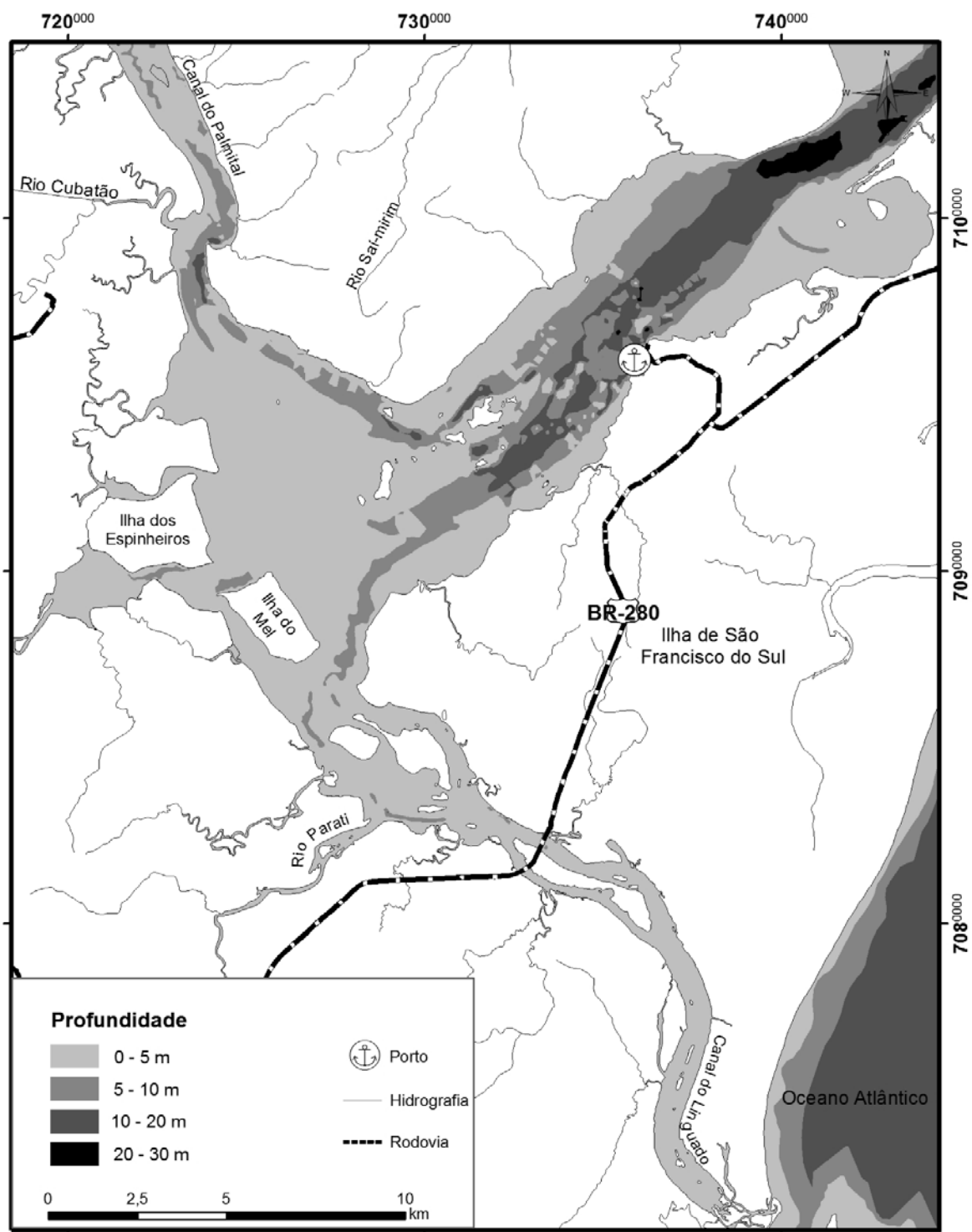


Figura 4: Mapa Batimétrico do Complexo Estuarino da Babitonga. Fonte: Vieira *et al.*(2008).

1.6 Vegetação

A Ilha de São Francisco do Sul situa-se no domínio da Mata Atlântica, região fitoecológica da Floresta Ombrófila Densa ou Floresta Atlântica (IBGE 2004c) e associações vegetais ou associações pioneiras (Klein 1984).

Alguns núcleos remanescentes da floresta ombrófila densa de terras baixas podem ser observadas principalmente associadas aos morros presentes na ilha, sendo a vegetação do tipo litorânea dominante na ilha.

Esta vegetação, predominantemente herbácea e arbustiva, abrange agrupamentos e associações vegetais direta ou indiretamente influenciados pelos sistemas oceânico e estuarino. Estes produtos de caráter essencialmente edáfico podem ser agrupados nos seguintes *habitats*: vasosos, arenosos, rochosos e lagunares (Klein 1984).

De acordo com o tipo de habitat, desenvolve-se uma vegetação bastante típica para cada ambiente, sendo os principais o manguezal, marisma, banhado, praia, duna e restinga (GERCO/SC 2010).

A distribuição dos manguezais é controlada principalmente pelo regime e amplitude de marés, sendo propícia a região da Ilha de São Francisco do Sul pela existência do complexo estuarino da Babitonga.

Ao longo dos rios, onde sob a influência das marés desenvolvem-se manguezais, a espécie dominante é a siriúba (*Avicennia schaueriana*). Além da siriúba, também é frequente o mangue-de-cortume ou mangue-sapateiro (*Languncularia racemosa*), o mangue-charuto ou mangue-vermelho, também chamado de mangue-verdadeiro (*Rhizophora mangle*) e o capimpraturá (*Spartina alterniflora*) que forma um denso cinto herbáceo, característico de águas pouco mais profundas (Klein 1984).

Nas adjacências da Baía da Babitonga, segundo IBAMA (1998), os manguezais ocupam aproximadamente 62 km², o que representa 80% da área total de mangue do estado de Santa Catarina. Esta é a última grande ocorrência de manguezal ao sul do continente latino-americano (Hesp *et al.* 2009).

O marisma ou brejo é uma formação costeira de águas rasas, pantanosa, plana e inundada periodicamente pelas preamares. Ocorre extensamente na ilha, geralmente associados às margens do estuário ou canais que margeiam os manguezais (GERCO/SC 2010).

A vegetação de restinga e dunas compreende comunidades vegetais florísticas e fisionomicamente distintas, evoluindo principalmente sobre terrenos arenosos de idade Quaternária e origem marinha, fluvial, lagunar, eólica ou combinação destes ambientes. Estas comunidades vegetais formam um complexo vegetacional edáfico e pioneiro (GERCO/SC 2010).

Nas praias, especificamente na região de pós-praia, ao alcance somente das marés mais altas ou ondas de tempestade, é onde se instala e desenvolve uma vegetação halófito e psamótica, típica de praias oceânicas, tendo como espécies características a batateira da praia (*Ipomea pes-caprae*), acariçoba (*Hydrocotyle bonariensis*), grama-da-praia (*Paspalum disticum*), marmeleiro-da-praia (*Dalbergia ecastophyllum*) e feijão-da-praia (*Sophora tormentosa*). A fixação das dunas frontais na região do pós-praia dá-se através da instalação e desenvolvimento desta vegetação (Figura 5).

Além das dunas frontais, encontram-se comumente regiões onde se acumularam dunas fixas, móveis e semi-fixas, onde se desenvolvem principalmente espécies da família das *bromeliaceae*. A espécie *Androtrichum trigynum* (junco-se-esteira) forma densos agrupamentos nos locais mais úmidos, agindo desta forma na retenção e fixação de sedimento (GERCO/SC 2010).

Sobre os terrenos marinhos de idade pleistocênica e holocênica mais interiorizados, a vegetação de restinga é representada pelos guaramirins (*Eugenia catharinae*, *Eugenia umbelliflora* e *Goomidesia palustris*) e o cambuí (*Myrcia multiflora* var. *glaucescens*), ambas de características arbustivas, desenvolvendo-se geralmente em solos constituídos por areia fina e matéria orgânica.

Na Ilha de São Francisco do Sul ocorrem também áreas de reflorestamento, agricultura, pastagem e áreas urbanizadas, conforme mapeamento do IBGE (2004c).



Figura 5: Aspecto da Praia Grande, no local denominado “Praia do Ervino”. Pode-se observar as dunas frontais em primeiro plano com a vegetação típica de restinga.

1.7 Clima

A região norte do litoral de Santa Catarina, onde se situa a área estudada, pertence à zona climática subtropical temperada, com clima regional subtropical úmido, Cfa na classificação de Köppen-Geiger (Peel *et al.* 2007), sendo que sua posição geográfica favorece a influência das massas de ar oceânicas.

O clima regional é controlado por duas massas de ar oceânicas de caráter sinótico: o anticiclone tropical do Atlântico sul ou Alta Subtropical do Atlântico (AAS) e o Anticiclone Migratório Polar (AMP). O AAS é um centro de alta pressão que produz uma massa de ar quente e seco, com uma posição semi-permanente entre as latitudes 18°S e 35°S, e sentido de rotação anti-horário (Truccolo *et al.* 2006). O AMP é um centro migratório de alta pressão, transitando no sentido sudoeste para nordeste, e alimentado por massas de ar frio e seco, provenientes da Antártida (Giannini 1993, Truccolo 1998).

O deslocamento do AMP aproxima os dois centros de alta pressão, produzindo uma zona de baixa pressão e frentes frias entre eles (Hesp *et al.* 2009). As frentes frias de inverno, portanto, originam-se da zona limítrofe entre estas duas massas de ar, promovendo variações na pressão atmosférica à medida que se movem.

Na maioria dos casos, as frentes frias de inverno são severas, conformando centros de extrema baixa pressão chamados ciclones extra-tropicais, com sentido de rotação horário, ventos fortes e altas taxas de precipitação (Truccolo *et al.* 2006)

Os dois anticiclones alternam-se em frequência sazonalmente. O AAS predomina durante os meses quentes de primavera-verão e age tipicamente na costa produzindo ventos do quadrante NE e E. No outono-inverno o AMP é mais ativo e como consequência os ventos ciclônicos de S e SW produzidos pelas frentes frias predominam nesta época do ano.

Durante a propagação dos sistemas frontais, é observada inversão na direção dos ventos do quadrante norte para o quadrante sul, no sentido anti-horário. Após sua passagem predomina o anticiclone migratório polar por períodos de aproximadamente três dias, quando se dissipa e retornam os ventos de nordeste associados ao Anticiclone do Atlântico Sul (Stech & Lorenzzetti 1992).

Em São Francisco do Sul, a direção predominante dos ventos (Figura 6) é do quadrante SW (22%) seguido dos quadrantes NE e S, representando 18% e 13% do registro para o ano de 2004 (Angulo *et al.* 2009).

Combinadamente aos ventos sinóticos, os ventos locais, brisas de mar e de terra, ocorrem na região devido às variações diárias da pressão atmosférica local, resultante do aquecimento e resfriamento diferencial que se estabelece entre a terra e o mar adjacente (Truccolo 2011). Caracteristicamente, são ventos que ocorrem em dias quentes, principalmente durante os meses de verão e primavera, cruzando a linha de costa e estendendo-se até aproximadamente 3.000 m de altitude (Fedorova 2001).

Os ventos de circulação vale-montanha são, a exemplo das brisas locais, de circulação secundária e escala similar, originando-se a partir do aquecimento ou resfriamento diferencial do ar sobre os vales e encostas montanhosas, estabelecendo um padrão de circulação em associação com as brisas marítimas e terrestres (Fedorova 2001).

A média anual de temperatura em São Francisco do Sul, segundo EPAGRI & CLIMERH (2000) é de 20,5°, e a amplitude média da temperatura é de 6°C. O mês mais frio do ano é julho, com média 16,5°C, e os mais quentes são janeiro e fevereiro, com 24.4°C. A pluviosidade na região chega a cerca de 2500 mm/ ano. Os meses mais secos do ano são agosto e junho, com 92,2 e 96,4 mm, e os mais úmidos são fevereiro e janeiro, com 281 e 248,1 mm respectivamente (EPAGRI & CLIMERH 2000).

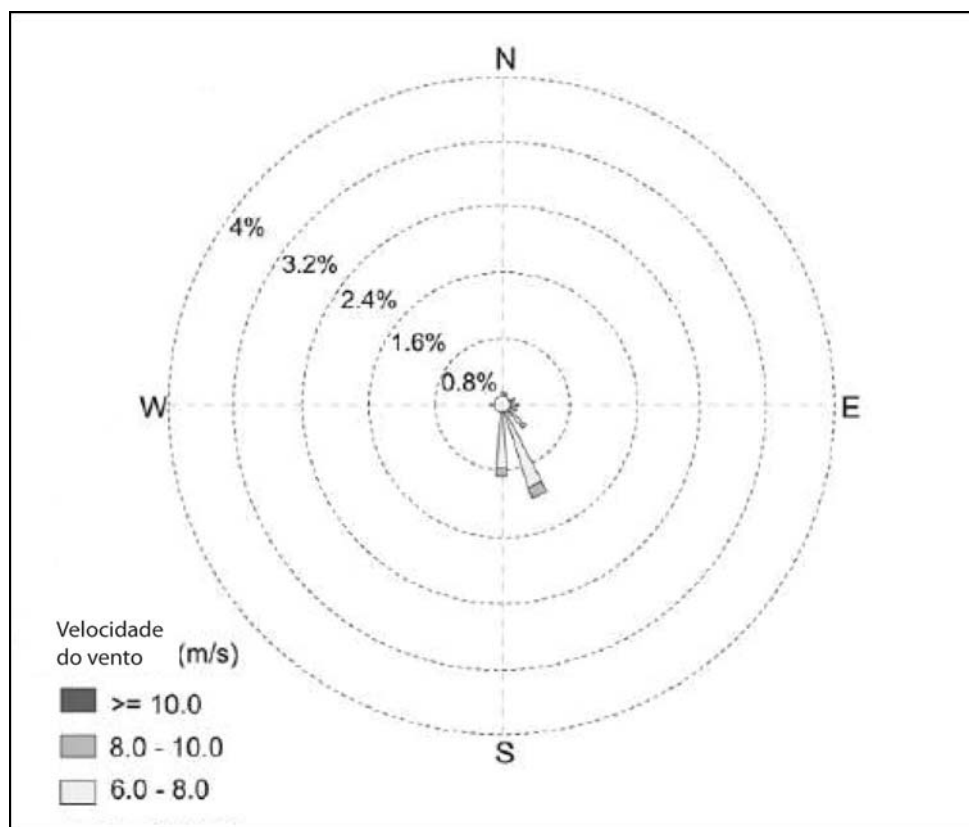


Figura 6: Direções e velocidade média do vento na estação de São Francisco do Sul. Dados coletados em 2004. Modificado de: Angulo *et al.* 2009.

1.8 Oceanografia

A Ilha de São Francisco do Sul é uma típica ilha continental, influenciada hidrodinamicamente ao leste e ao norte pelo Oceano Atlântico, ao noroeste/oeste pela Baía da Babitonga (ou de São Francisco) e ao sudoeste/sul pelo Canal do Linguado.

A face da ilha voltada para o Oceano Atlântico possui orientação geral NE-SW e é caracterizada como uma costa dominada por ondas, com praias pertencentes ao estágio morfodinâmico dissipativo, como exemplo as praias da Saudade (Prainha), da Enseada e de Ubatuba e intermediária como a Praia Grande, a mais extensa da ilha que apresenta um perfil com cúspides praias bem desenvolvidas e uma barra longitudinal principal que em períodos de calmaria podem migrar em direção ao continente formando um sistema de dupla berma (Castilhos & Gré 2004).

Gré & Castilhos (1998) definiram que na localidade de Praia Grande a face litorânea, entre a linha de praia e a cota batimétrica -10 m, é caracterizada como uma estreita faixa (180 m x 1 km) com forte inclinação (1:17 x 1:100) enquanto a face praial apresenta larguras variando entre 30 e 60 m.

Segundo Castilhos *et al.* (2006), a plataforma continental adjacente apresenta-se com baixa declividade e largura variando de 45 a 65 km no setor compreendido entre Barra do Sul (25°58'S) e Itapoá (26°35'S).

Em estudo sobre a distribuição de sedimentos na plataforma interna do litoral norte Catarinense, Abreu & Grabowski Neto (2003) definiram as porcentagens relativas de cascalho, areia, silte e argila, revelando a existência de depósitos arenosos com porcentagens de areia variando de 99,93 a 75,12% na região da plataforma entre a localidade de Ponta da Vigia (Município de Penha) e a Ilha de São Francisco do Sul. Estas areias são moderadamente a bem selecionadas exibindo valores de tamanho modal variando entre 1,50φ (0,35 mm) a 3,50φ (0,088mm), sendo que frações mais grossas podem constituir sedimentos retrabalhados da plataforma.

Feições como terraços marinhos, paleocanais e linhas de “*beachrocks*” foram identificadas por Gré & Castilhos (1998).

O clima de ondas da região é caracterizado pela predominância de incidência de *swells* de sudeste e leste, devido à orientação da linha de costa e aos efeitos de refração de ondas (Alves 1996). Análise de dados de ondas coletados durante o ano de 1996 por uma bóia (*Datawell Directional Waverider*) instalada 1.5 km costa afora a uma profundidade de 20 m, mostram

que a direção de ondas de *swell* mais frequente é de leste com períodos de pico de 6 a 11 s e altura de onda entre 0,5 a 1,5 m (Alves & Melo 2001), gerada pelos anticiclones estacionários após a progressão dos sistemas frontais, evento denominado regionalmente de “lestada”. O segundo sistema de ondas mais persistente da região é o do *swell* de sudeste com períodos de pico de 7 a 16 s e alturas entre 0,5 a 2 m. Este *swell* é gerado por tempestades que se propagam pela costa sul-americana a uma distância que pode chegar a 1.000 km da região costeira do Sul do Brasil (Alves & Melo 2001).

Ondas geradas por ventos locais de leste e nordeste (ENE) são observadas principalmente durante o verão, segundo Alves & Melo (2001).

As ondas de sudeste são responsáveis pela corrente longitudinal, predominante de sul para norte, como indicado por diversas feições geológicas e geomorfológicas, incluindo a migração dos *inlets* estuarinos (Souza 2005), sendo que ocorrem inversões localizadas, especialmente sob a ação das ondas de nordeste na região (Miot da Silva *et al.* 2006). Castilhos & Gré (2004) obtiveram uma frequência de 70% de deriva para o norte, contra 25,4% de deriva para o sul, com capacidade de transporte, no sentido dominante da deriva, de 827.200 m³/ano para o setor Barra do Sul/Praia Grande.

Processos erosivos como da região de Itapoá, Barra Velha e setor norte da ilha de São Francisco, podem estar associados, segundo Castilhos *et al.* (2006), a zonas de convergência de energia de ondas, causadas pelas características batimétricas locais associado ao efeito de refração de ondas na plataforma. Estas zonas de convergência foram também associadas à ocorrências de processos de *washover* (Caruso *et al.* 2010) observados mais ao sul, na região de Barra Velha.

A região onde se situa a Ilha de São Francisco do Sul apresenta-se sob um regime de micromarés (amplitude máxima inferior a 2m), semidiurno, com altura média de 0,84 m e máxima de 1,9 m durante os períodos de sizígia (BNDO 2012) Durante a passagem dos sistemas frontais, o nível do mar pode subir em média de um metro sobre a maré astronômica (Truccolo 1998).

1.9 Geologia

Entre os mapeamentos geológicos de cunho regional realizados na região estão: DNPM (1986), Silva (1987), Zanini *et al.* (1997) e IBGE (2004d). Estes trabalhos, no entanto, não detalham os depósitos cenozoicos.

Mapeamentos de detalhe, com ênfase para os depósitos cenozoicos, foram realizados por Martin *et al.* (1988) e Horn Filho (1997). O mapeamento com foco nos depósitos quaternários de Anjos (2010) é o mais recente publicado para a Ilha de São Francisco do Sul, tendo sido escolhido como base geológica para este trabalho.

1.9.1 Rochas do Embasamento

As rochas do embasamento cristalino sobre as quais acumularam-se os sedimentos quaternários objeto deste estudo pertencem ao Terreno Paranaguá (Siga Jr 1995), também denominados Bloco Costeiro (Biondi *et al.* 1989), Domínio Costeiro de Siga Jr. *et al.* (1993), Domínio Paranaguá por Basei. *et al.* (1992a) ou de Cinturão Granitóide Costeiro (Basei *et al.* 1992b).

As rochas pertencentes a este domínio geotectônico (Figura 7) são de natureza granítica cálcio-alcalina, e constituem um complexo ígneo, representado pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela (Lopes 1987). Os litotipos presentes no Terreno Paranaguá são leucogranitos com afinidade cálcio-alcalina, foliados, contendo fenocristais de K-feldspato, podendo apresentar feições migmatíticas (Siga Jr 1995). Estes corpos graníticos estão inseridos em faixa orientada NE-SW, que se estende desde São Francisco do Sul até o litoral sul do estado de São Paulo, aflorando também no litoral do estado do Paraná.

Essa faixa possui cerca de 250 km de extensão e largura média de 30 km, limitando-se tectonicamente com as microplacas Luis Alves e Curitiba através das zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra em sua porção meridional, e zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara em sua porção setentrional (Cury 2009).

Os gnaisses e gnaisses-migmatitos presentes na Ilha de São Francisco do Sul foram incluídos no Complexo São Francisco do Sul, suíte que constitui as rochas encaixantes para os corpos ígneos da Suíte Morro Inglês (Cury 2009).

Segundo Basei *et al.* (1992a), os terrenos granito-gnáissicos do Domínio Costeiro foram gerados por sucessivas subducções e colisões continentais envolvendo as unidades geotectônicas, relacionadas à formação da porção oeste do supercontinente Gondwana, que segundo diversos autores (Basei *et al.* 1990, Gonçalves & Kaul 2002, Siga Jr 1995) deu-se entre 615 – 570 Ma.

As rochas do Terreno Paranaguá sofreram diversas fases de erosão ao longo do Fanerozóico, porém sua configuração atual tem origem principalmente em eventos iniciados no Eocretáceo e que culminou com a abertura do Oceano Atlântico, cujo rifteamento se deu entre 134 e 111 Ma.

O sistema de riftes cenozóicos do sudeste brasileiro descritos por Zalán & Oliveira (2005) originou-se no Neocretáceo a partir de um levantamento epirogenético da crosta continental cerca de 25 Ma após cessado o rifteamento do Atlântico Sul, e teve, segundo aqueles autores, três principais fases evolutivas: (1) o soerguimento epirogenético com magmatismo alcalino e básico em resposta à passagem da crosta sobre o *hotspot* da Pluma de Trindade (89 a 65 Ma); (2) a formação da superfície de aplainamento do Japi (~ 65 Ma) e (3) colapso gravitacional por compensação isostática, com a formação de “corredores de grábens” paralelos à costa já no Terciário (58 a 20 Ma).

As rochas constituintes do terreno Paranaguá estariam, portanto inseridas no contexto do Gráben de Paranaguá (Figura 8), elemento constituinte do Sistema *Rift* Litorâneo (Zalán & Oliveira 2005).

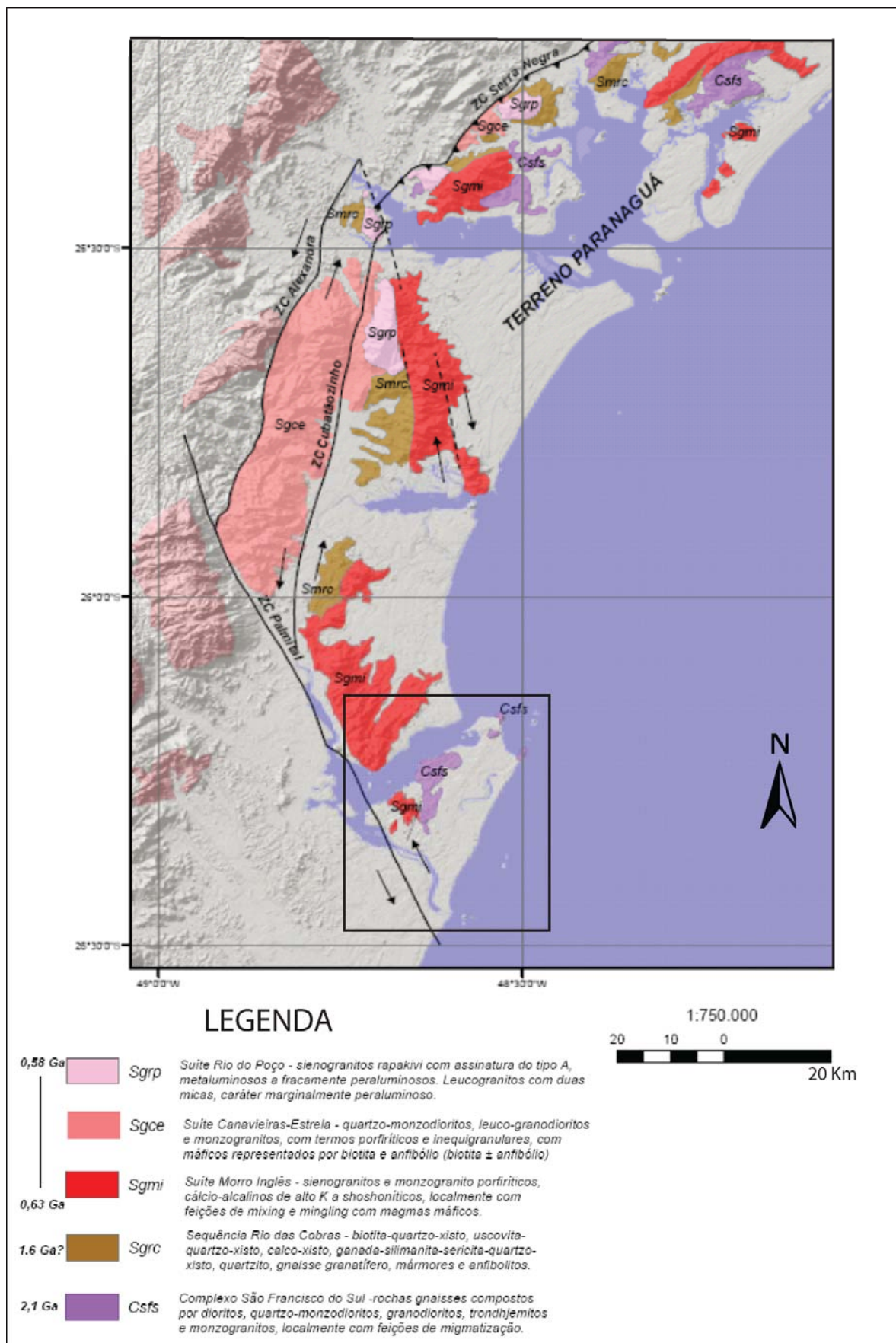


Figura 7: Mapa geológico do Complexo Paranaguá. Na área em destaque a Ilha de São Francisco do Sul. ZC – Zona de Cisalhamento. Modificado de Cury (2009).

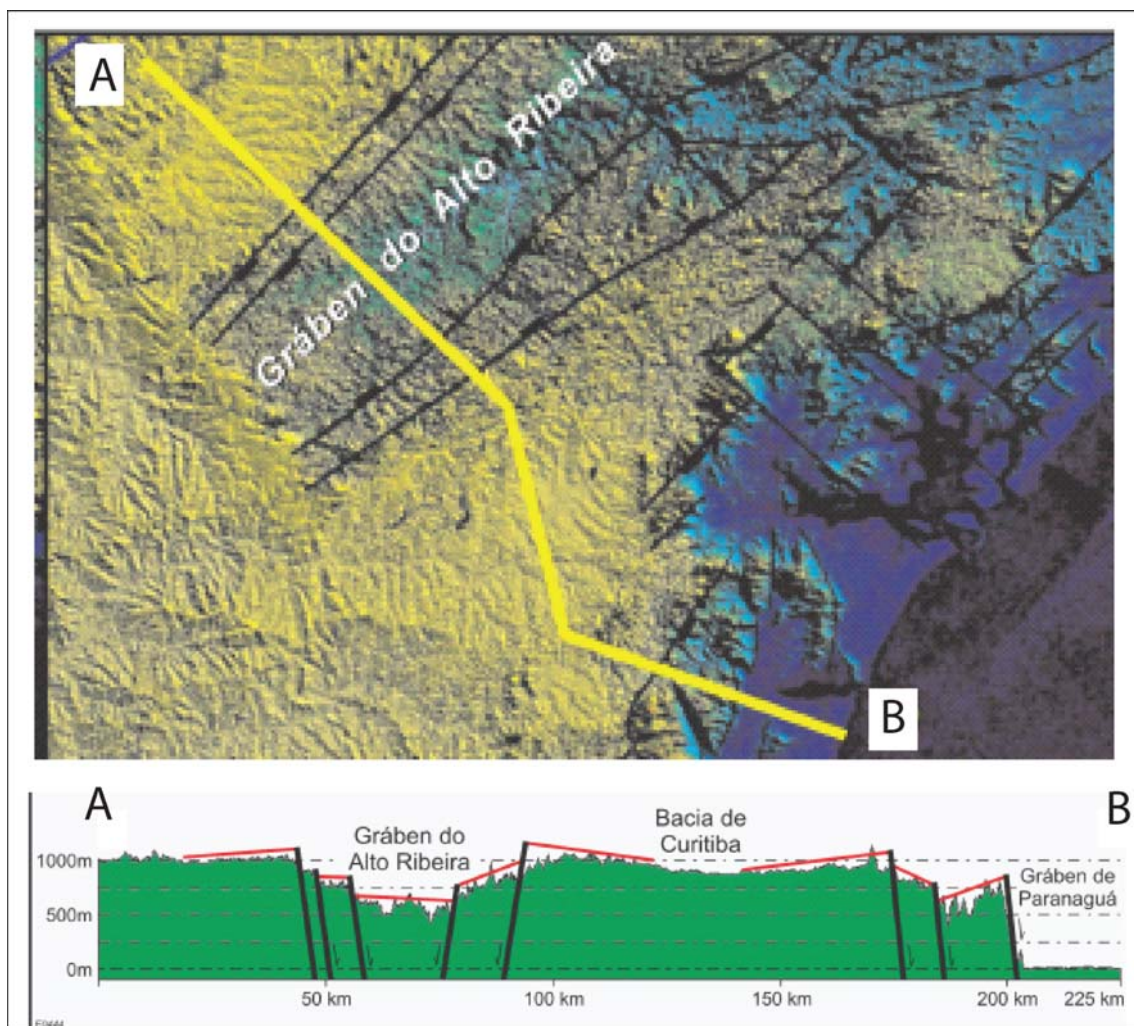


Figura 8: Imagem orbital e perfil morfoestrutural dos grábens do Alto Ribeira e de Paranaguá. Modificado de Zalán & Oliveira (2005).

1.9.2 Sedimentos Continentais Cenozóicos

Os sedimentos continentais encontrados regionalmente são leques aluviais, rampas, colúvios depositados na base das elevações da Serra do mar e sedimentos fluviais nas planícies costeiras.

Na Ilha de São Francisco do Sul, os depósitos continentais foram divididos por Horn Filho & Simó (2008) em depósitos fluviais, de leques aluviais e depósitos elúvio-colvionares, estando associados a processos intempéricos e gravitacionais sobre as encostas das elevações. Os colúvios associados às vertentes e seus sistemas de drenagens são compostos por partículas mistas: areia, silte e argila, geralmente imaturos e angulosos. Horn Filho & Simó (2008) subdividem os depósitos fluviais em sedimentos de canal constituídos

por areia, cascalho e blocos, enquanto os sedimentos de barras de meandro e planícies de inundação são predominantemente siltico-argilosos com porções arenosas.

Segundo mapeamento de Souza (1999) na região de Itapoá, localizada a norte da Ilha de São Francisco do Sul, os depósitos continentais da região podem ser divididos em “Leques aluviais e colúvios” e “Terraços e planícies fluviais”.

Os “Terraços e planícies fluviais” de Souza (1999) compõem áreas planas com altitudes entre 3 e 50 m e acline crescente em direção às cabeceiras. Os amplos terraços e planícies seriam testemunhos da existência pretérita de rios maiores e do afogamento de um paleorelevo. Os sedimentos que formam os terraços fluviais são arenosos mal selecionados, e os que formam as planícies fluviais são argilosos e muito mal selecionados.

Os “Leques aluviais e colúvios” de Souza (1999) ocorrem associados aos sopés das elevações da Serra do Mar, e foram separados pela autora em duas unidades: (1) leques quaternários de pequenas dimensões e colúvios e (2) leques erodidos sem continuidade com as elevações próximas e atribuídos à Formação Mina Velha. A primeira unidade citada inclui os leques associados a cursos fluviais atuais, que preservam sua morfologia original.

Os colúvios, também associados às encostas da Serra do Mar, foram inseridos pela autora nesta mesma unidade. Na segunda unidade de leques aluviais, Souza (1999) descreve fácies de cascalhos suportados por clastos, cascalhos suportados por matriz e lamas. A Formação Mina Velha, à qual pertencem esses leques, pode ser correlacionada com a Formação Alexandra, no estado do Paraná, que segundo Lima & Angulo (1990) correspondem a depósitos do Mioceno inferior.

A Formação Iquererim, definida por Bigarella *et al.* (1961), aflora a noroeste da Ilha de São Francisco do Sul próximo à localidade de Garuva, e consiste em depósitos de seixos e matacões de gnaisses, granitos e diabásios dispersos em matriz siltico-argilosa com areia (Horn Filho 1997). Possui declividades de 5 a 12°, fortemente contrastantes com as vertentes da serra.

Esses depósitos descritos por Bigarella *et al.* (1961) diferem dos demais depósitos relacionados às encostas da Serra do Mar pois apresentam evidências de paleoambiente com clima semi-árido, contrastante com os demais, formados em ambientes úmidos.

A origem dos sedimentos da Formação Iquererim, conforme proposto por Martin *et al.* (1988), remete a processos gravitacionais em encostas da serra onde se encontra, em ambiente semi-árido do tipo *bajada*, com nível do mar mais baixo do que o atual.

Bigarella *et al.* (1961), observa que estes depósitos de ambiente semi-árido registram duas fases distintas de formação. A fase mais antiga apresenta gradientes mais acentuados. A fase mais recente encontra-se embutida sobre a mais antiga, separada por uma discordância erosiva, e possui gradientes mais suaves. Ela desenvolve-se em grande parte pelo retrabalhamento dos sedimentos da fase mais antiga, e ocupa áreas erodidas situadas entre as áreas mais elevadas formadas pelos pedimentos dessa última. Uma fase úmida provavelmente intercalou-se entre essas duas fases secas que geraram os processos de pedimentação.

A idade proposta por Bigarella *et al.* (1961) para esses depósitos é pleistocênica. Os autores chegaram a essa conclusão a partir da correlação paleoambiental desse período com as condições interpretadas para o ambiente de formação desses depósitos. Já Martin *et al.* (1988) posicionou a formação entre o final do Plioceno e o início do Pleistoceno

1.9.3 Sedimentos Costeiros Quaternários

A planície costeira da Ilha de São Francisco do Sul teve sua geologia descrita nos trabalhos de Martin *et al.* (1988), Horn Filho & Diehl (1994), Horn Filho (1997), Zular (2011) e Anjos (2010). Esses sedimentos foram depositados durante parte do período Quaternário (Pleistoceno superior-Holoceno) e remodelados por oscilações do nível relativo do mar durante este período. Podem ser divididos em depósitos de ambiente praias, eólicos, marinhos, estuarinos e lagunares, embora suas extensões e limites não sejam unanimidade entre os trabalhos realizados na região.

Martin *et al.* (1988), em seu mapeamento na escala 1:200.000, divide as formações Plio-quaternárias dos estados do Paraná e Santa Catarina em depósitos continentais, marinhos e lagunares. Esses depósitos estão sobrepostos a um embasamento denominado pelos autores formações pré Plio-quaternárias. Esta subdivisão considera, além da idade dos depósitos, as características litológicas dos sedimentos.

Segundo Martin *et al.* (1988), os depósitos gerados em ambientes costeiros são divididos em (1) terraços marinhos arenosos pleistocênicos, (2) terraços marinhos arenosos holocênicos, (3) depósitos conglomeráticos relacionados aos níveis marinhos altos do Pleistoceno, (4) depósitos holocênicos areno argilosos e (5) depósitos atuais de manguezais e pântanos costeiros.

Para Horn Filho (1997) a planície costeira da ilha é composta pelos sistemas deposicional continental de encosta e deposicional litorâneo. Em mapeamento na escala

1:50.000 a autor divide os sedimentos da planície costeira em depósitos do Pleistoceno superior, do Holoceno e do Quaternário indiferenciado.

O autor subdivide os depósitos definidos como pleistocênicos em depósitos marinhos praias recobertos por depósitos eólicos e depósitos lagunares. Os depósitos do Holoceno são subdivididos em depósitos eólicos, depósitos marinhos praias recobertos por depósitos eólicos, depósitos lagunares, depósitos flúvio-lagunares, depósitos paludiais, depósitos estuarinos e Sambaquis (Horn Filho 1997).

Anjos (2010), em mapeamento 1:50.000, subdivide as unidades da planície costeira presentes na ilha a partir da descrição de atributos como textura, composição dos sedimentos e estruturas sedimentares; definindo, então, as fácies sedimentares de cada uma das unidades cartográficas: planícies fluviais, planícies com cordões litorâneos, planície paleolagunar, planície paleoestuarina, campo de dunas parabólicas, praias e planícies de maré (Figura 9).

1.9.3.1 Planícies com cordões litorâneos

Essas unidades produzem um relevo plano a ondulado, que pode ser caracterizado como uma planície de cordões (*strandplain*) formada por depósitos marinhos praias recobertos por depósitos eólicos do Pleistoceno e do Holoceno. Estas unidades são denominadas neste trabalho de barreiras pleistocênicas e barreiras holocênicas.

Os elementos distintivos destas planícies são os feixes de cordões litorâneos, subparalelos à atual linha de costa, localmente curvos ou truncados entre si.

O critério utilizado nos mapeamentos existentes para diferenciar os cordões litorâneos formados nesses dois intervalos cronológicos foi sua altitude, entre 4 a 9 m para os holocênicos e entre 12 e 26 m para os pleistocênicos segundo Horn Filho (1997). A barreira pleistocênica apresenta largura máxima de 12 km, significativamente maior que a holocênica, que apresenta largura média de 450 m (Anjos 2010).

1.9.3.1.1 Barreira pleistocênica

Constitui a faixa interior da planície costeira, sendo a unidade mais expressiva, com uma área de 103 km² ou 38,4% da área total da ilha (Anjos 2010), com cordões lineares paralelos com espaçamento médio de 25 m e altitude média de 13 m (Horn Filho 1997). Estes depósitos são do Pleistoceno superior, e sua origem, de acordo com Horn Filho & Simó (2008) é marinha/praial e lagunar na base e eólica no topo, associados a um sistema de ilhas – barreiras confinadas às elevações do embasamento cristalino. A origem marinha/praial é comprovada pela presença de tubos *Ophiomorphas* atribuídos a *Callichirus major*, organismo da zona inframaré. Na superfície destes terraços podem ser observados alinhamentos parcialmente arrasados de antigas cristas de praia (cordões litorâneos). Martin *et al.* (1988) descreve nesta unidade areia com estratificações cruzadas de baixo ângulo e com mergulhos opostos (*herringbone*), podendo apresentar matéria orgânica epigenética.

Horn Filho (1997) descreve para esta unidade areias com estratificação plano-paralela horizontal a sub-horizontal de espessuras variáveis, e intercalação de níveis com maior teor de óxidos de ferro ou de minerais pesados. Acima destes horizontes o autor descreve uma cobertura de areia fina bem seleccionada não estratificada de origem eólica.

Anjos (2010) denomina a barreira pleistocênica como “Planície de cordões litorâneos Oeste”, e descreve depósitos de areia fina a média, moderadamente a bem seleccionados com cor variando de castanho a ocre, e constituídos por seis fácies sedimentares: areia maciça, laminação plano-paralela, laminação cruzada planar, laminação cruzada sigmóide, laminação cruzada acanalada e laminação cruzada de baixo ângulo.

Martin *et al.* (1988) descrevem associados a esta unidade depósitos conglomeráticos constituídos por cascalhos marinhos depositados em duas fases distintas, distinguíveis por diferenças de altitude.

1.9.3.1.2 Barreira holocênica

A extensão total dessa unidade é de 15,5 km², 5,8% da área da ilha, sendo que os cordões litorâneos apresentam altitudes médias de 3 m e espaçamento variando de 3 a 50 m (Anjos 2010). No extremo sul da ilha, na localidade de Barra do Sul, estes cordões apresentam forma curva e espaçamento médio de 12 m, estruturas interpretadas como associadas a esporões (Anjos 2010).

É constituída por sedimentos arenosos podendo ser observados locais com enriquecimento epigenético. Horn Filho (1997) descreve areias finas com estratificação plano-paralela. Segundo Anjos (2010), a granulometria dominante é fina a média e composta por quartzo, com teores importantes de minerais pesados, tendo sido identificadas as seguintes fácies: areia maciça, laminação plano-paralela, laminação cruzada de baixo ângulo, laminação cruzada planar, laminação cruzada acanalada e laminação cruzada sigmóide. Bioturbações epigenéticas figurativas e não figurativas são também descritas nesta unidade.

Zular (2011), através de datação pelo método de termoluminescência, obteve idade máxima para os cordões litorâneos da barreira holocênica de 4.914 ± 0.475 anos A.P., idade que corresponderia ao início de progradação da barreira.

1.9.3.2 Praias Atuais

Ocupam uma área de 2,9 km², podendo ser retilíneas como nos casos de Capri, da Praia do Ervino e da Praia Grande, côncavas como as praias do Forte, de Ubatuba e da Prainha, ou em formato espiralado como a Praia de Enseada.

As praias da porção norte da ilha apresentam declividades baixas, extensas zonas de arrebentação e surfe e são constituídas predominantemente por areia fina.

Nos depósitos praias atuais associados à barreira holocênica na porção leste-sudeste da ilha (Praia Grande e Ervino), e que representam sua porção ativa, a granulometria é constituída predominantemente por areia média em perfis praias de alta declividade, caracterizando praia de regime intermediário. Podem ser observadas feições como cúspides praias (antepraia) e bermas (pós-praia). As dunas frontais apresentam-se distribuídas em cordões de morfologia dômica ou linear (Anjos 2010).

Escarpas erosivas, tanto na pós-praia como nas dunas frontais, são comumente associadas a eventos de alta energia (Zular 2011).

1.9.3.3 Planície paleolagunar holocênica

De acordo com Martin *et al.* (1988) a planície paleolagunar é constituída por sedimentos argilo-arenosos com conchas e níveis de turfa.

Os depósitos lagunares holocênicos de Horn Filho (1997) apresentam-se como terraços isolados de superfície plana, localizados em faixa de transição entre os terraços pleistocênicos e holocênicos da ilha.

Possamai *et al.* (2010) identificaram sedimentos que poderiam ter origem em um ambiente estuarino ou lagunar, sendo que estes depósitos são constituídos por sedimentos areno-argilosos, de coloração cinza-escura a preta, devido ao enriquecimento por matéria orgânica decomposta.

Algumas áreas encharcadas na porção centro-leste da planície paleolagunar, foram interpretadas por Anjos (2010) como associadas a depósitos de leques de sobrelavagem.

De acordo com Anjos (2010), as principais fácies que ocorrem nos depósitos da planície paleolagunar são areia maciça, lama maciça e areia com laminação plano paralela. Em seu trabalho a autora chama a atenção para a presença diagnóstica de matéria orgânica com detritos vegetais e níveis ou bancos de conchas (*Anomalocardia sp.* e *Lucina sp.*) geralmente desarticuladas e fragmentadas, mas com ocorrência de pequena fração de conchas articuladas e em posição de vida (Anjos 2010).

A Lagoa Capivaru representa de acordo com Horn Filho (1997) um meandro abandonado do Rio Icarai, que por sua vez estaria ocupando o espaço de uma paleolaguna de idade holocênica.

1.9.3.4 Planície paleoestuarina pleistocênica

Esta unidade está localizada no extremo oeste da ilha entre as localidades de Ribeira e Laranjinhas, e ocupa 3,2 km² o que representa 1,2% da área da Ilha de São Francisco do Sul (Anjos 2010). Apresenta relevo plano em área mais baixa relativamente à barreira pleistocênica adjacente e mais alta em relação às planícies de maré atuais.

Segundo Horn filho (1997), os depósitos estuarinos pleistocênicos seriam constituídos por areias finas com silte e argila, moderadamente selecionadas, podendo conter conchas e teores consideráveis de turfa.

1.9.3.5 Planícies de maré atuais

Localizam-se na costa oeste da Ilha de São Francisco do Sul, e compreende áreas de planícies alongadas paralelamente à linha de costa, possuindo área de 16 km², cerca de 6% da área total da ilha (Anjos 2010).

Os depósitos de manguezais e pântanos costeiros de Martin *et al.* (1988) são ainda ativos, e recebem sedimentos argilosos, normalmente ricos em matéria orgânica. Horn Filho (1997) denomina estes depósitos das planícies de maré como “paludiais”, com altitude média de 2,4 m.

1.9.3.6 Depósitos fluviais atuais

As planícies fluviais ocupam aproximadamente 4,4 km², e estão dispostas longitudinalmente às margens do Rio Acaraí e da Lagoa do Capivaru (Anjos 2010). Características desta unidade são as planícies de inundação conformando relevo plano, sendo constituída predominantemente por areia fina a muito fina, moderadamente selecionada, com arredondamento e esfericidade moderados, geralmente sem estruturação. Além dos sedimentos fluviais de planícies de inundação, Horn Filho (1997) insere os sedimentos fluviais associados aos ambientes lagunares denominando-os depósitos flúvio-lagunares, terraços alongados a circulares com superfície plana, formados por areias finas bem selecionadas.

1.9.3.7 Campo de dunas parabólicas holocênico

Esta unidade ocorre como uma faixa situada na costa leste da ilha orientada na direção nordeste, com uma área total de 5,3 km² e larguras variando entre 50 e 1060 m (Anjos 2010). Desenvolveu-se sobre os depósitos praias da barreira holocênica. Os depósitos eólicos (Figura 9) apresentam-se como dunas ativas, vegetadas ou estabilizadas, onde predominam areias médias, quartzosas e arredondadas (Zular 2011).

Anjos (2010) identificou as seguintes feições eólicas: rupturas de deflação (*Blowouts*) e dunas parabólicas, esta última subdividida em simples, em “V” e em compostas.



Figura 9: Campo de dunas estáveis, fixadas pela vegetação. Local próximo à Praia do Ervino.

As rupturas de deflação distribuem-se ao longo do contato entre o campo de dunas e as praias em uma faixa de 50 m de largura média, com lobos deposicionais pouco desenvolvidos (Anjos 2010).

As dunas parabólicas simples e compostas localizam-se na porção mais interna do campo de dunas, e são estáveis, fixadas por vegetação arbustiva bem desenvolvida, apresentando-se alongadas segundo direção NW-SE com convexidades voltadas para N25W (Anjos 2010). No sul do campo de dunas predominam as dunas parabólicas simples ou em forma de “V”. Observam-se também lençóis de areia entre as feições de duna, sem forma definida.

Baixios interdunas apresentam forma alongada, orientados concordantemente com os braços das dunas parabólicas, e podem estar permanentemente encharcados pelo lençol freático formando pequenos pântanos e lagos alongados.

Anjos (2010) identificou nesta unidade as fácies sedimentares areia com estratificação cruzada planar e areia maciça.

Zular (2011), através de datação pelo método de termoluminescência, obteve idade máxima para esta unidade de 1.891 ± 155 anos A.P.

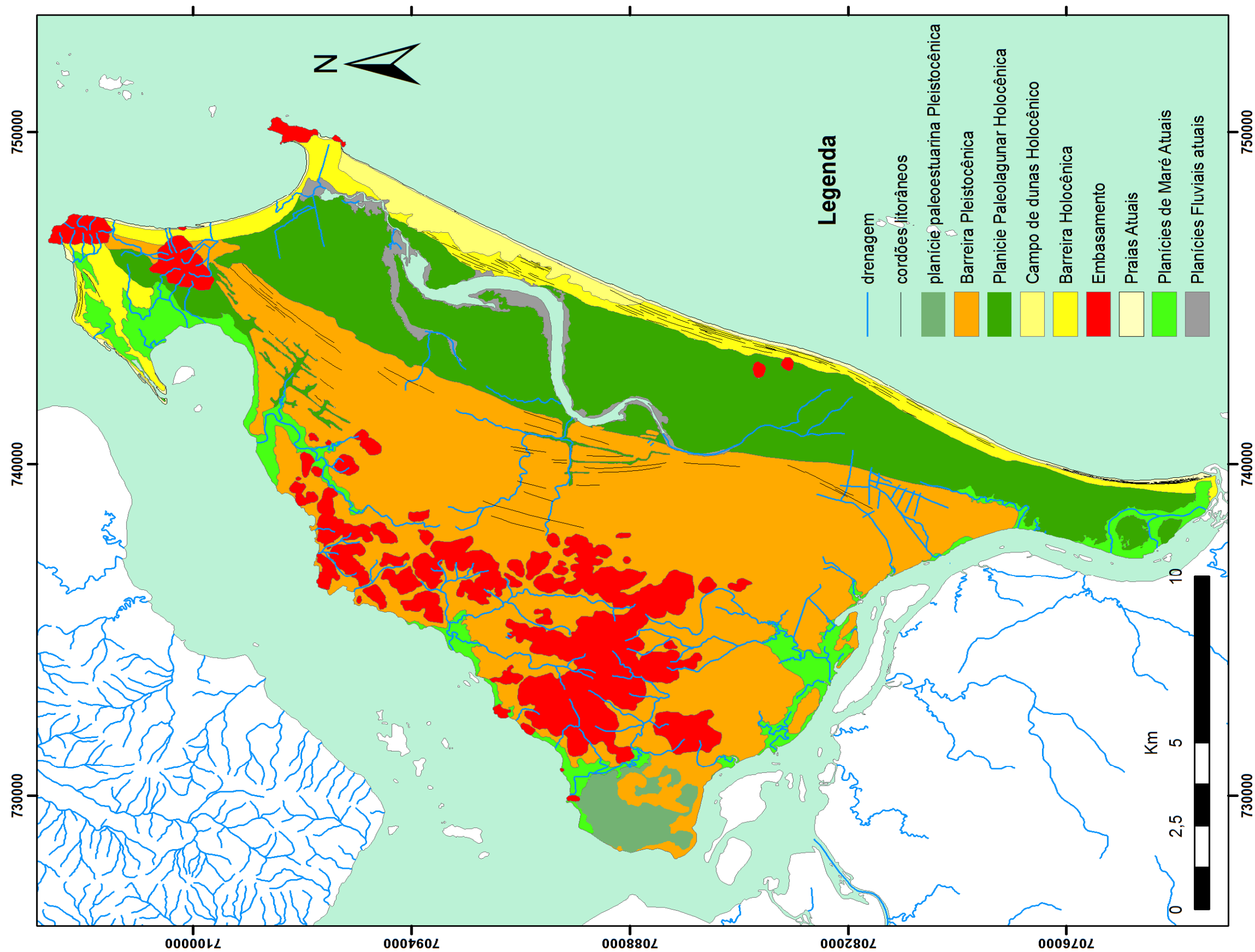


Figura 10: Mapa Geológico da ilha de São Francisco do Sul. Modificado de Anjos (2010).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Barreiras Costeiras – Definição e morfologia

O termo “barreira” foi introduzido por Gilbert (1885) como um corpo alongado a alguma distância da linha de costa com uma laguna associada. Johnson (1919) definiu o termo com o sentido de uma proteção ou barreira física que um corpo arenoso proporciona para a porção continental contra tempestades e variações no nível do mar.

Roy *et al.* (1994) propuseram a utilização do termo “barreira costeira” como o elemento deposicional básico para costas dominadas por ondas, em contraste com a utilização prévia do termo “barreiras” como sinônimo para a situação específica de “ilha-barreira”.

Uma barreira costeira pode ser definida como um corpo alongado, paralelo ou subparalelo à costa, formada por sedimentos arenosos, cascalhosos, conchíferos e pequenas quantidades de matéria orgânica e modelada pela ação de ondas, marés e ventos. As barreiras podem ser distinguidas das formações continentais adjacentes de duas formas; por uma laguna, pântano ou baía, como é o caso das ilhas-barreira da costa leste Norte-Americana, ou pela idade, características dos sedimentos, ou morfologia, como é o caso das planícies com cordões litorâneos da costa sul-sudeste do Brasil (Dillenburg & Hesp 2009).

A origem das barreiras costeiras é, ainda objeto de discussão. No entanto, três hipóteses principais emergiram de trabalhos pioneiros, tais como De Beaumont (1845); Gilbert (1885); Davis (1912), e Johnson (1919), que seriam (1) Agradação e emergência de barras, (2) Progradação e crescimento de esporões e (3) Isolamento da praia e dunas frontais por submergência da costa. Essas três hipóteses foram revisadas e extensamente estudadas por Schwartz (1973), Swift (1976), Field & Duane (1976) e Kraft & Chazastowski (1985).

Segundo a hipótese de emergência de barras arenosas, o aporte sedimentar causaria o crescimento das barras até o isolamento de parte da face litorânea superior, originando um corpo lagunar. Diversos autores, como Swift (1976), Field & Duane (1976), consideram esta hipótese a menos plausível, dada à dificuldade de preservação da porção superior da barreira quando em interação com a zona de surfe, que erode as barras, impedindo a emergência das mesmas.

Swift (1976) considera a submergência da costa como o mecanismo mais importante, em conjunção com a progradação de esporões arenosos paralelos à costa, o que levaria a uma origem com múltipla causalidade.

Independente da causa, as barreiras são resultados de transporte e mobilização de sedimento, com acreção transversal à costa, (Boyd *et al.* 1992, Zenkovich 1967; Field & Duane 1976; Oertel *et al.* 1992), sendo o embasamento continental o elemento que define a topografia antecedente, constituindo o substrato comum sobre o qual as barreiras se depositam.

Entretanto, como aponta Roy *et al.* (1994) as barreiras não são resultado só dos máximos interglaciais, tendo existido também em períodos de mar baixo.

Segundo Reinson (1992), as barreiras localizadas em regiões com regime de micromarés, diferenciam-se em geometria das regiões sob regime de mesomaré, inclusive na frequência maior de ocorrência de leques de sobrelavagem no primeiro tipo, dada a menor quantidade de canais de comunicação entre a laguna e o mar. Nos sistemas de barreiras desenvolvidos em regiões de mesomaré, as ilhas-barreira tendem a ser mais curtas, com deltas e canais de maré bem desenvolvidos.

De acordo com Hayes (1979), as barreiras em região de micromaré tendem a ser dominadas por ondas, enquanto nas regiões de mesomaré as barreiras são afetadas pelos processos de onda e marés simultaneamente (Reinson 1992).

De acordo com Glaeser (1978), sistemas de barreiras em regiões onde a amplitude maré excede os 3 m correspondem a 10% das barreiras mundiais, sendo raras as ocorrências em região de macromarés.

2.2 Modelos evolutivos de barreiras costeiras

As barreiras costeiras podem exibir estratigrafia, dimensões e morfologias variáveis, dependendo dos controles geológico, climático e oceanográfico. Podem exibir igualmente diferentes relações com a porção continental.

A evolução das barreiras é definida pelas respostas dos ambientes costeiros à velocidade de variação do nível relativo do mar, em função da relação entre o volume de sedimentos e a morfologia do substrato (Cowell & Roy 1988, Cowell *et al.* 1991, Swift & Thorne 1991, Roy *et al.* 1994).

Os modelos de fácies para barreiras costeiras devem considerar três situações distintas: sistemas de barreiras transgressivas, estacionárias e regressivas (Roy *et al.* 1994). Estes sistemas são definidos de acordo com o movimento relativo do nível do mar e de três outros fatores principais: balanço de sedimentos, declividade do substrato e energia do sistema. A interação destes fatores durante o ciclo de construção da barreira determina a configuração do sistema de barreiras (Figura 11).

2.2.1 Sistemas de barreiras transgressivas

No sistema de barreiras transgressivas geralmente há a presença de uma laguna, estuário ou pântano entre o corpo de areia e o continente, sendo que a conexão entre o mar e este corpo aquoso é feita por canais de maré (*inlets*) que galgam ou cortam as ilhas-barreira (Oertel 1985).

Leques de sobrelavagem (*washover fans*), quando da ocasião de eventos extremos como marés de tempestade (*storm surges*), em que sedimentos da barreira arenosa são transportados para a laguna, são também feições típicas em ilhas-barreira localizadas em costas de alta energia.

Dois mecanismos principais podem explicar a sucessão de fácies observadas nesse sistema: o de recuo erosivo e o do afogamento *in situ* da barreira. No mecanismo de recuo erosivo, modelo mais amplamente aceito (Reinson 1992), o sedimento é erodido da face litorânea e transportado 1) para a zona de transição e costa afora formando lençóis arenosos de tempestade e 2) para o estuário ou laguna como depósitos de sobrelavagem. Na medida em que avança em direção ao continente, erode depósitos da barreira e da laguna formando uma

superfície erosiva (superfície de ravinamento) sobre a qual sedimentos mais profundos são depositados. Estes sedimentos representam a fácies transgressiva e sua preservação dependerá da velocidade de subida do nível do mar. Quanto mais lenta, menor a espessura.

Segundo outro modelo, de afogamento *in situ* da barreira, o corpo arenoso da barreira ficaria estacionário enquanto a zona de ação das ondas, em conjunto com a subida do nível do mar, transpassa a barreira, formando novo corpo arenoso na porção interior ou corpo lagunar (Reading & Collinson 1996). Esse mecanismo teria potencial de preservação maior do que o de recuo erosivo, podendo preservar sequências transgressivas completas.

Segundo Roy *et al.* (1994), a translação da barreira em direção ao continente é determinada pela inclinação do substrato, o balanço de sedimentos e o espaço de acomodação.

Em relação à inclinação do substrato, na medida em que o nível do mar se eleva, quanto mais inclinado o substrato, menor volume de areia nas barreiras e aumento na erosão da região da base da face litorânea. Da mesma forma, o balanço negativo de sedimentos pode causar uma diminuição em 40% do volume da barreira além de maior desenvolvimento da superfície de ravinamento em oposição a um lençol de areia no caso de balanço positivo. O papel do espaço de acomodação neste caso está ligado à presença de lagunas e estuários, e de sua respectiva taxa de sedimentação em relação à taxa de subida do nível do mar.

Roy *et al.* (1994) subdividem os depósitos transgressivos em dois subtipos (Figura 11), os de barreiras transgressivas (*transgressive barrier*) e os de lençol arenoso transgressivo (*transgressive sand sheet*).

2.2.2 Sistemas de barreiras regressivas

Progradações em costas dominadas por ondas são comumente caracterizadas por uma série de praias e cordões litorâneos alinhados com a linha de costa, e quando associadas com nível do mar estacionário ou levemente em ascensão, refletem balanço positivo de sedimentos ao longo da costa, sendo que em uma progradação sob um regime de regressão forçada (queda do nível relativo do mar), o sistema pode também ser alimentado pelo retrabalhamento de depósitos da plataforma continental.

Roy *et al.* (1994) propõe a utilização de barreira regressiva restrita a feições depositadas por ondas sob queda do nível do mar, em uma regressão forçada, formando as planícies costeiras com cordões litorâneos.

Os modelos clássicos de sequências regressivas clásticas dominadas por ondas podem ainda ser classificadas em dois tipos: os de costas de alta e os de baixa energia de ondas (McCubbin 1992, Reading & Collinson 1996).

No sistema de barreiras regressivas, geralmente as lagunas na porção posterior da barreira e canais de maré associados são preenchidos por sedimentos à medida que a barreira prograda, desenvolvendo uma planície de cordões litorâneos, sendo portanto uma característica destas planícies a ausência de lagunas ou estuários (Reading & Collinson 1996). Os depósitos progradacionais associados a períodos regressivos são, segundo diversos autores (Field & Tricardi 1991, Isla 1998), os depósitos que têm melhores condições de preservação, quando não expostos à erosão subárea.

Segundo Roy *et al.* (1994), o papel da inclinação do substrato durante a fase regressiva está ligado ao mecanismo de erosão da face litorânea inferior e posterior preenchimento por sedimentos com a queda do nível do mar.

2.2.3 Sistemas de barreiras estacionárias

Segundo a desaceleração de subida do nível do mar associado a um balanço positivo de sedimentos pode levar a estabilização da barreira (Roy *et al.* 1994). Esses autores subdividem as barreiras estacionárias em sete subtipos: barreiras de dunas transgressivas (*transgressive dune barrier*), barreira progradante ou planície costeira com cordões litorâneos (*prograded barrier or strandplain*), barreira estacionária (*stationary barrier*), esporões (*headland spit*), barreira retrogradante (*receded barrier*), de praia anexada (*mainland beach*) e barras arenosas plataformais próximas ao costão (*headland-attached shelf sand body*).

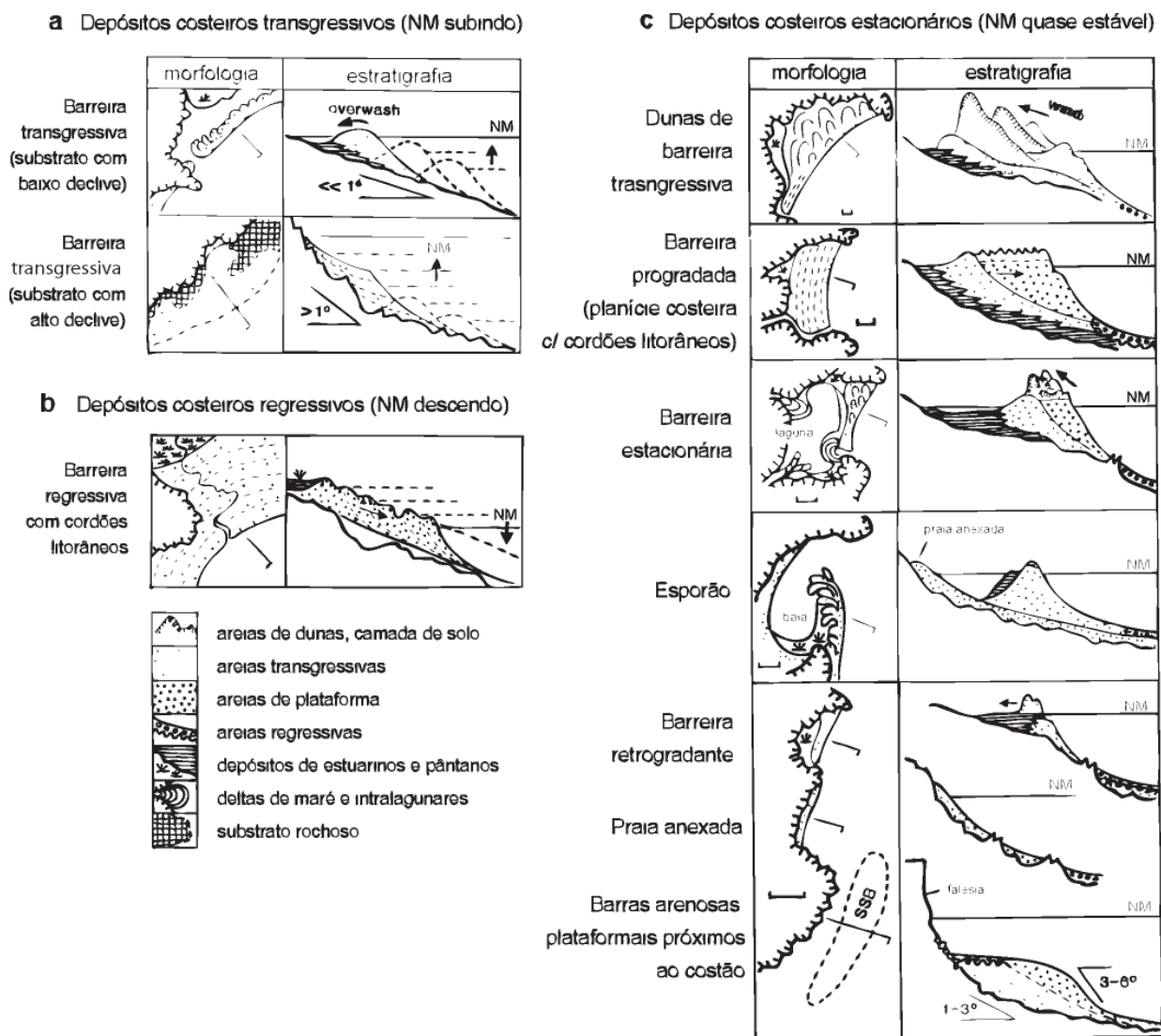


Figura 11: Geometrias e estratigrafias generalizadas de barreiras costeiras em costas dominadas por ondas. Modificado de Roy *et al.* (1994).

2.2.4 Barreiras costeiras e sistemas estuarinos

Boyd *et al.* (1992) definem estuário como a porção distal de um sistema de vale afogado, o qual recebe sedimentos fluviais e marinhos, e que contém fácies fluviais, de maré e geradas por ondas.

Em costas dominadas por ondas, como é o caso do presente estudo, a presença de barras arenosas na interface entre o sistema estuarino e o oceano está ligada ao regime de marés, variando de um sistema fechado a parcialmente fechado à medida que a energia de maré aumenta (Reinson 1992).

Estuários dominados por ondas são caracterizados por alta energia em sua desembocadura, com barras arenosas através das quais a circulação ocorre (Figura 12). Os efeitos de maré são menores, consequentemente os sedimentos arenosos não penetram na porção interna do estuário dominado por depósitos fluviais argilosos (Reinson 1992).

Durante regressões marinhas, a área das lagunas e estuários tende a diminuir ou sofrer colmatção. O efeito combinado da mobilização de sedimento arenoso para a face litorânea junto com a queda de nível relativo do mar e com o aporte de sedimento fluvial modifica a morfologia de uma laguna típica de um sistema ilha-barreira para um rio estuarino (Roy *et al.* 1994).

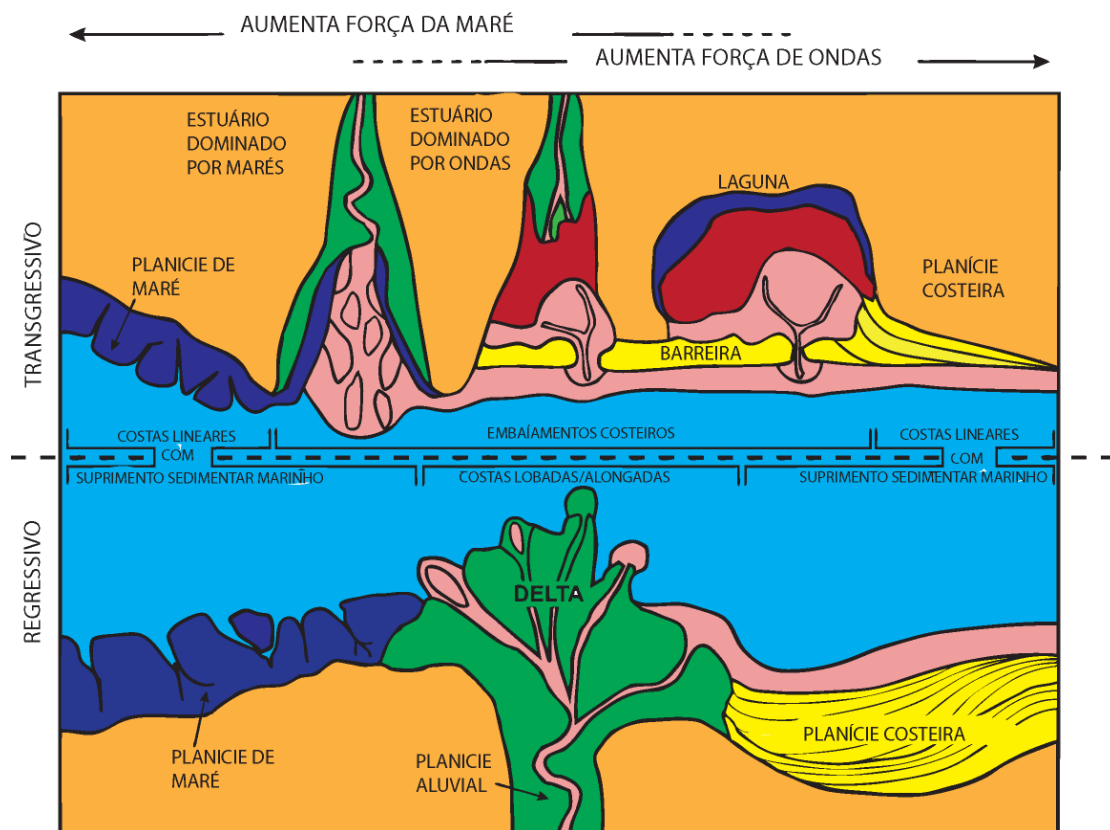


Figura 12: Morfologia de zonas costeiras de acordo com dominância de ondas ou marés, em regimes transgressivos e regressivos. Modificado de Boyd *et al.* (1992).

2.3 Fácies e associações de fácies nos sistemas de barreiras costeiras

A definição de fácies utilizada neste trabalho é a de um conjunto de características atribuídas a determinado pacote sedimentar, principalmente em relação a suas relações espaciais e características internas tais como litologia e estruturas sedimentares (Walker 1992). Outro aspecto ainda a ser considerado é que às fácies deve-se dar uma interpretação ambiental (Middleton 1978), sendo importante em seu estudo informações de outras unidades estratigráficas semelhantes e estudos de ambientes de sedimentação atuais.

As fácies, quando analisadas em conjunto e considerando a sequência em que ocorrem, permitem reconstituir, além dos processos deposicionais e erosivos formadores dos depósitos, o ambiente de sedimentação. A este conjunto de fácies, analisadas em um contexto específico, dá-se o nome de associações de fácies.

Os três principais ambientes em um sistema de ilha-barreira são: a praia, a laguna e o de canais e de deltas de maré, sendo que em geral as fácies associadas aos ambientes de praia, canais e de deltas de maré são constituídas principalmente por areia e cascalho enquanto que os depósitos lagunares, contém lama e areia (Reading & Collinson 1996).

Os subambientes principais do ambiente praial (Figura 13) são: a face litorânea, na zona inframarés; a praia na zona intermarés, dividida em pós-praia e antepraia; e a zona subaérea das dunas frontais (Angulo 1992, Walker & Plint 1992) e dos leques de sobrelavagem (Roy *et al.* 1994).

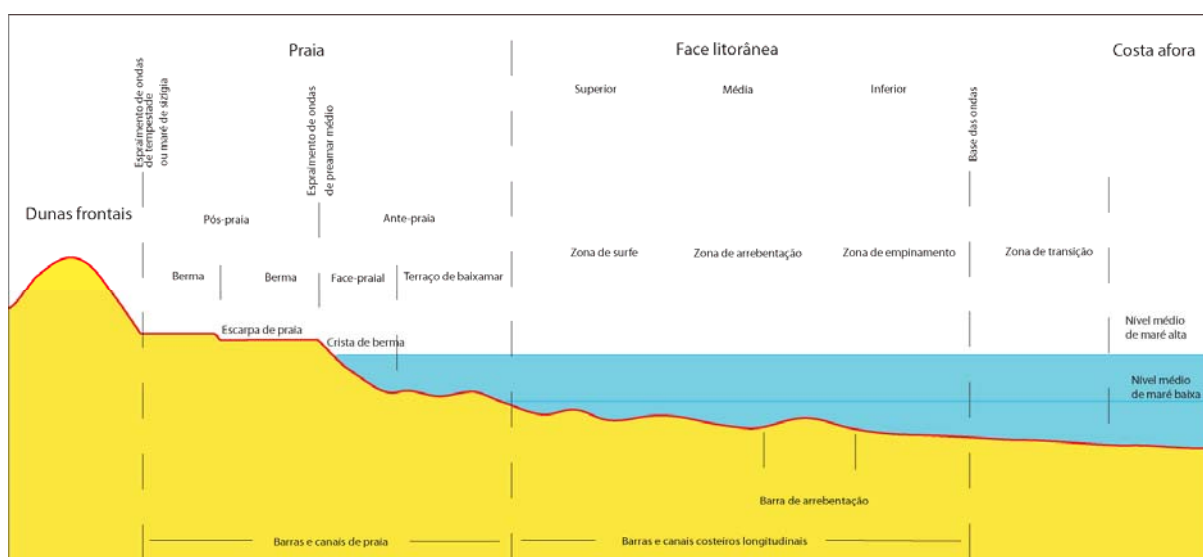


Figura 13: Subambientes principais do sistema praial. Modificado de Angulo (1992).

Segundo o modelo de erosão regressiva da face litorânea, o empilhamento estratigráfico em um sistema de barreiras transgressivas em costas dominadas por ondas e regime de micromarés, como é o caso da área de estudo, é caracterizado por uma sucessão de fácies onde os depósitos distais da face litorânea são sobrepostos a depósitos proximais lagunares, com fácies de leques de sobrelavagem. Depósitos de canais de maré também ocorrem quando em interação com sistemas estuarinos (Reinson 1992). Segundo este modelo, quanto menor a velocidade de subida do nível do mar em relação à taxa de erosão da barreira do aporte de sedimentos, menor o potencial de preservação das fácies (Reinson 1992).

O empilhamento estratigráfico em um sistema de barreiras regressivas é caracterizado por fácies dos ambientes de águas mais rasas, sobrepostos aos ambientes de águas mais profundas, tipicamente gerando uma sucessão de granocrescência ascendente (Clifton 2006).

No caso de barreiras regressivas em uma situação de aporte sedimentar elevado em uma costa dominada por ondas, toda a sucessão de fácies pode ser preservada durante a progradação. No caso de uma regressão normal o empilhamento pode apresentar maior espessura, resultado da agradação da barreira, quando o nível do mar está em leve ascensão, ou maior progradação em direção ao oceano quando o nível do mar estável (Clifton 2006). No caso da regressão forçada há uma sobreposição das fácies devido ao acúmulo de areias da face litorânea superior sobre uma superfície erosiva (Clifton 2006).

2.4 Evolução das Barreiras das costas da região sul do Brasil

No Brasil, as variações do nível do mar no Quaternário têm sido consideradas o principal fator na construção das barreiras, resultando na formação das planícies progradantes ao longo do litoral sul-brasileiro (Suguio & Martin 1976, Martin *et al.* 1979/80, Suguio *et al.* 1985, Villwock *et al.* 1986, Angulo 1992, Souza 2005, Dominguez *et al.* 1987, Angulo *et al.* 2009).

Estas variações, de caráter eustático e relativo, ocorrem em ciclos, cujas periodicidades formam oscilações na curva de variação (Plint *et al.* 1992).

Estas oscilações foram identificadas por autores como Imbrie *et al.* (1984), Martinson *et al.* (1987) e Hearty (1998) e datadas por isótopos de oxigênio. Os picos referentes a fases de nível de mar alto interglaciais foram denominados estágios OIS (*Oxygen Isotopes Stages*) 1, 5, 7, 9 e 11 (Figura 14).

Os depósitos pleistocênicos sobre os quais se assentam depósitos mais recentes do Holoceno teriam sido depositados e retrabalhados durante a regressão após a fase transgressiva interglacial de 120.000 anos A.P, estágio equivalente ao OIS 5. Na região de Itapoá estes depósitos segundo Souza (1999) e Souza *et al.* (2001) são terraços interiorizados associados a uma barreira regressiva. Durante o período de mar baixo entre a penúltima e última transgressão, estes terraços teriam sido dissecados por um sistema de drenagem fluvial de padrão retangular.

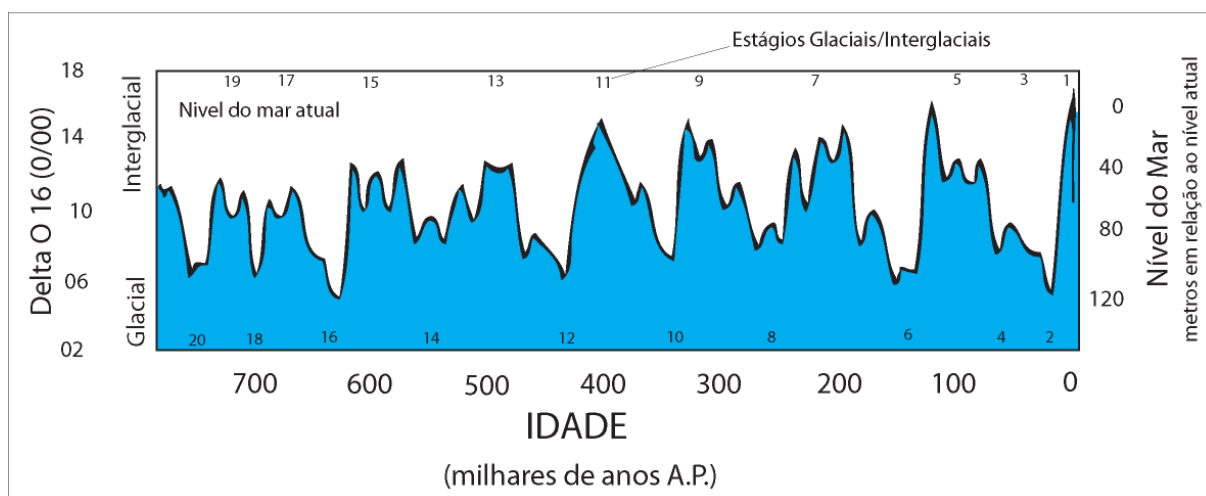


Figura 14: Oscilações do nível do mar de acordo com estágios isotópicos marinhos (O) para os últimos 800.000 anos. Modificado de: Imbrie *et al.* (1984).

2.4.1 Variações do Nível Relativo do Mar no Holoceno

Mesmo para o Holoceno médio e tardio, diferentes concepções e interpretações divergem em relação às altitudes máximas e mínimas do nível do mar alcançadas durante os picos da transgressão e regressão, bem como na existência de oscilações de menor amplitude (ex. Angulo & Giannini 1996, Angulo & Lessa 1997, Lessa & Angulo 1998, Martin *et al.* 1998, Angulo *et al.* 2002 e Angulo *et al.* 2006).

Após o período glacial inicia-se a recuperação do nível relativo do mar, sendo que informação obtida a partir de indicadores complexos sugere que o nível do mar ultrapassou o atual a 6.500 anos AP, tendo alcançado um nível máximo em torno de $3,5 \pm 1,0$ m por volta de 5.400 anos A.P. (Angulo *et al.* 2006). Este máximo holocênico seria equivalente ao estágio OIS 1, a partir do qual, segundo Dominguez (2009), a costa brasileira foi submetida a uma regressão forçada, responsável por um declínio progressivo até o tempo presente entre 2 e 5 m no nível relativo do mar.

Em trabalho de revisão de dados de paleoníveis marinhos disponíveis a partir de indicadores simples e compostos com datações, Angulo *et al.* (2006) definiram uma envoltória para estes dados com a tendência de queda gradual de NRM nos últimos 5100 anos A.P (Figura 15), concluindo que a altitude alcançada pelo máximo holocênico de 4 ± 1 m não foi significativamente diferente ao longo da costa Brasileira entre os estados do Paraná (26°S) e Pernambuco (08°S).

Diferenças regionais existem somente na porção sul do estado de Santa Catarina (28°S), com máximo holocênico indicado por tubos fósseis de vermetídeos de $2,1 \pm 1$ m (Angulo *et al.* 1999), sendo significativamente menor (~1 metro) que setores contíguos da costa.

Para a região norte do Estado de Santa Catarina, pode-se assumir um valor intermediário para o máximo holocênico de $2,5 \pm 1$ m acima do nível do mar atual, a aproximadamente 5.300 anos A.P.

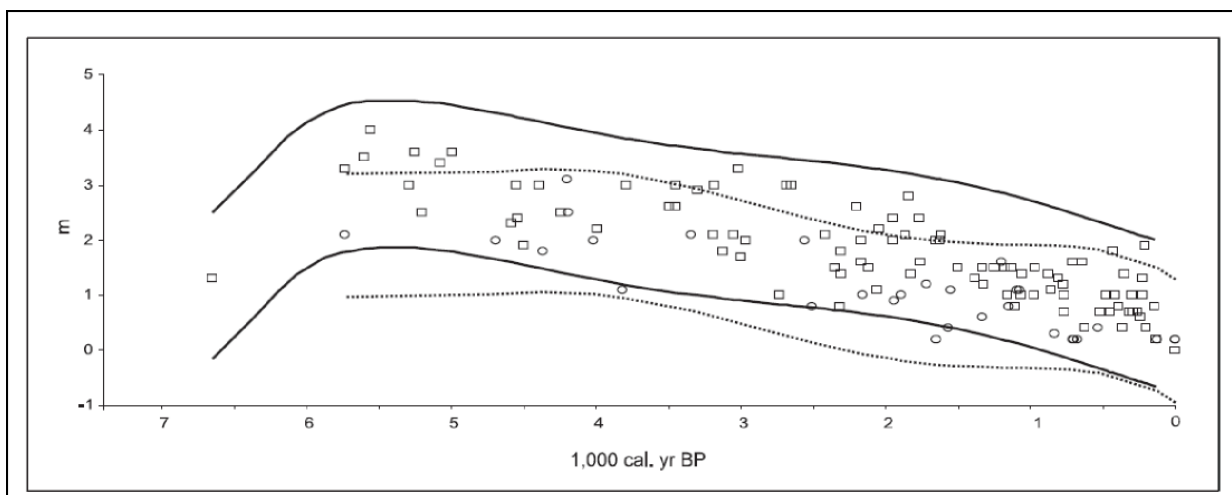
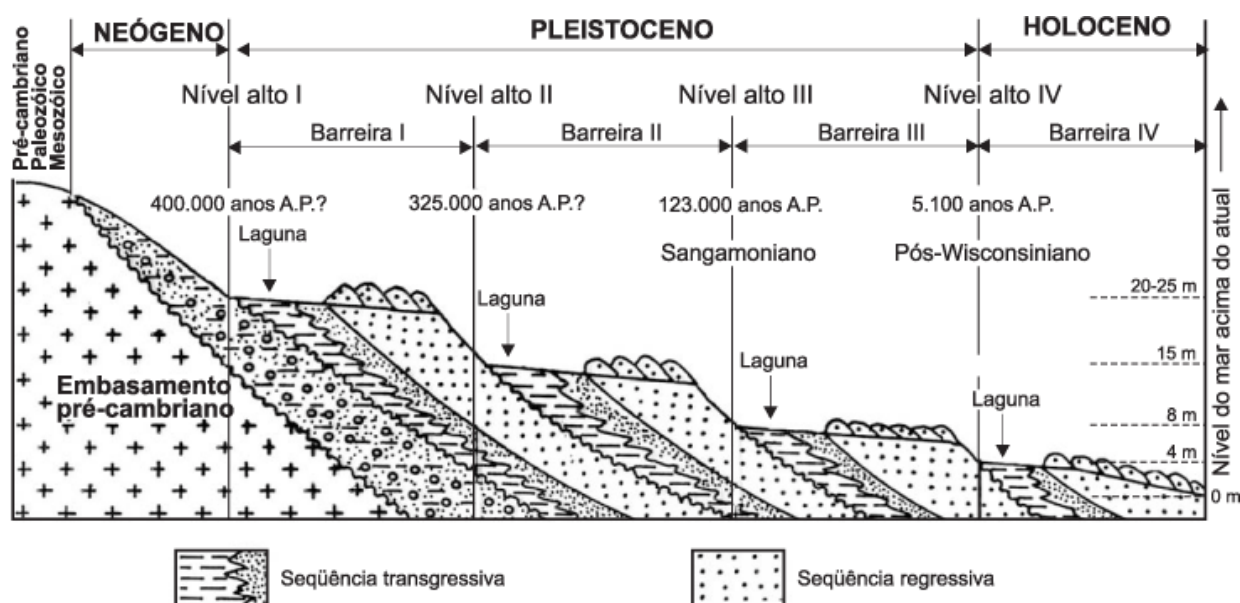


Figura 15: Envelope para curva de variação do nível do mar nos últimos 7.000 anos para a costa brasileira acima do paralelo 28° (linha cheia e quadrados) e abaixo do paralelo 28° (linha tracejada e círculos). Fonte: Angulo *et al.* (2006).

2.5 Modelos Regionais de barreiras

Na costa do Rio Grande do sul, Villwock *et al.* (1986) consideram a existência de quatro sistemas laguna-barreira, sendo três do Pleistoceno e um do Holoceno (Figura 16). Tomazelli *et al.* (2000) aplicando a classificação proposta por Roy *et al.* (1994) subdividiram inicialmente a porção holocênica em quatro tipos de barreiras: a) progradantes, b) com campo de dunas transgressivo, c) retrogradantes e d) de praia anexada.

Estes tipos contrastantes de barreiras segundo os autores seriam resultado de variações do gradiente de ondas e disponibilidade de sedimentos ao longo da costa, produzindo barreiras regressivas em reentrâncias da costa e barreiras transgressivas em setores proeminentes (Dillenburg & Hesp 2009).



Segundo Lessa *et al.* (2000) a planície costeira de Paranaguá, um pouco mais ao norte da ilha de São Francisco do Sul, constitui exemplo de barreira progradante sob condição de lenta e gradual queda no nível do mar. Segundo estes autores, a porção holocênica da planície teria se formado a partir de dois principais eventos: 1-barreira transgressiva sobre sedimentos lagunares chocando-se com uma barreira pleistocênica e 2- barreira regressiva desenvolvendo-se durante a queda de nível do mar após o máximo, tendo a barreira transgressiva sido quase que totalmente erodida pelo sistema fluvial que se instalou na região de contato entre as barreiras pleistocênica e holocênica.

No entanto, Souza (2005) apresentou modelo em que a sequência regressiva, com aproximadamente 12 m de espessura, assenta diretamente sobre sedimentos pleistocênicos (Figura 17), estando os sedimentos lagunares restritos ao contato entre as unidades, evidenciando que uma barreira separava o mar de um estuário a aproximadamente 6500 anos (Souza 2005).

Angulo *et al.* (2009), através de reanálise faciológica dos dados disponíveis, apresentam síntese do modelo evolutivo da Planície costeira Paranaense. Naquele trabalho os autores não reconhecem indícios da barreira transgressiva preservada. No estágio inicial de desenvolvimento da barreira, em um estágio com dominância de aporte sedimentar para o interior do estuário e transporte de sedimentos por correntes longitudinais a costa restritos a compartimentos entre os estuários, a progradação foi lenta, sendo nesta fase o crescimento de esporões responsável pelo desenvolvimento de braços estuarinos e pelas feições atualmente

observadas de cordões recurvos e preenchimento de canais. Em uma segunda fase de evolução da barreira, a progradação é acelerada com a mudança de regime de aporte sedimentar para fora dos estuários e deriva litorânea capaz de transportar sedimentos ao longo de toda a costa, ultrapassando a desembocadura dos estuários.

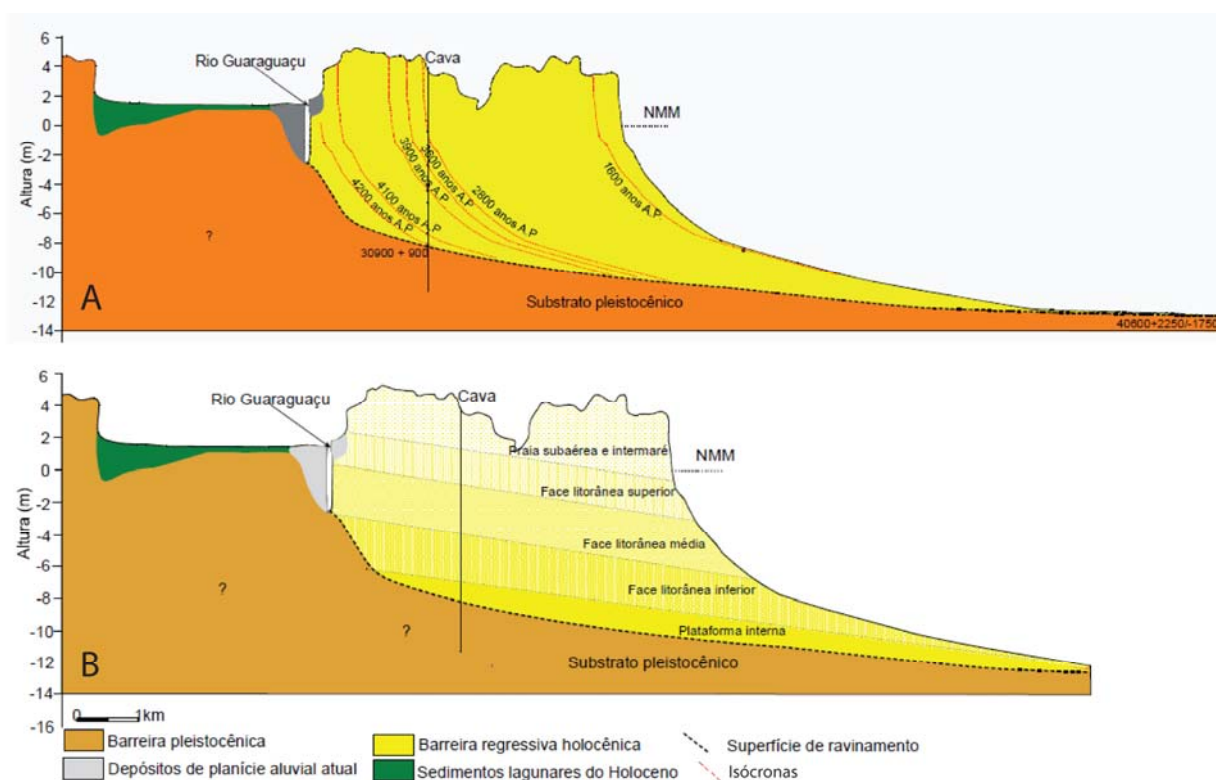


Figura 17: Modelo evolutivo da barreira holocênica de Paranaguá. Fonte: Souza (2005). A) Isócronas com datações. B) Distribuição de fácies na barreira holocênica.

Souza *et al.* (2001) sugerem que na região de Itapoá podem ter existido ilhas-barreira e esporões durante o Holoceno (Figura 18). Os autores definiram cinco estágios evolutivos, sendo os estágios 4 e 5 os formadores da porção holocênica: 1- Transgressão do Holoceno, quando os estuários e lagunas teriam atingido sua maior extensão, afogando vales fluviais, e 2- Regressão do Holoceno superior, que propiciou a formação dos cordões litorâneos regressivos. Esporões arenosos com sentido de migração para o norte, sob o efeito da deriva litorânea, teriam deslocado as desembocaduras dos estuários na mesma direção, coincidindo com o sugerido por Lessa *et al.* (2000) para o litoral norte de Santa Catarina e Paraná, a partir da extensão e disposição das barreiras holocênicas em relação aos estuários.

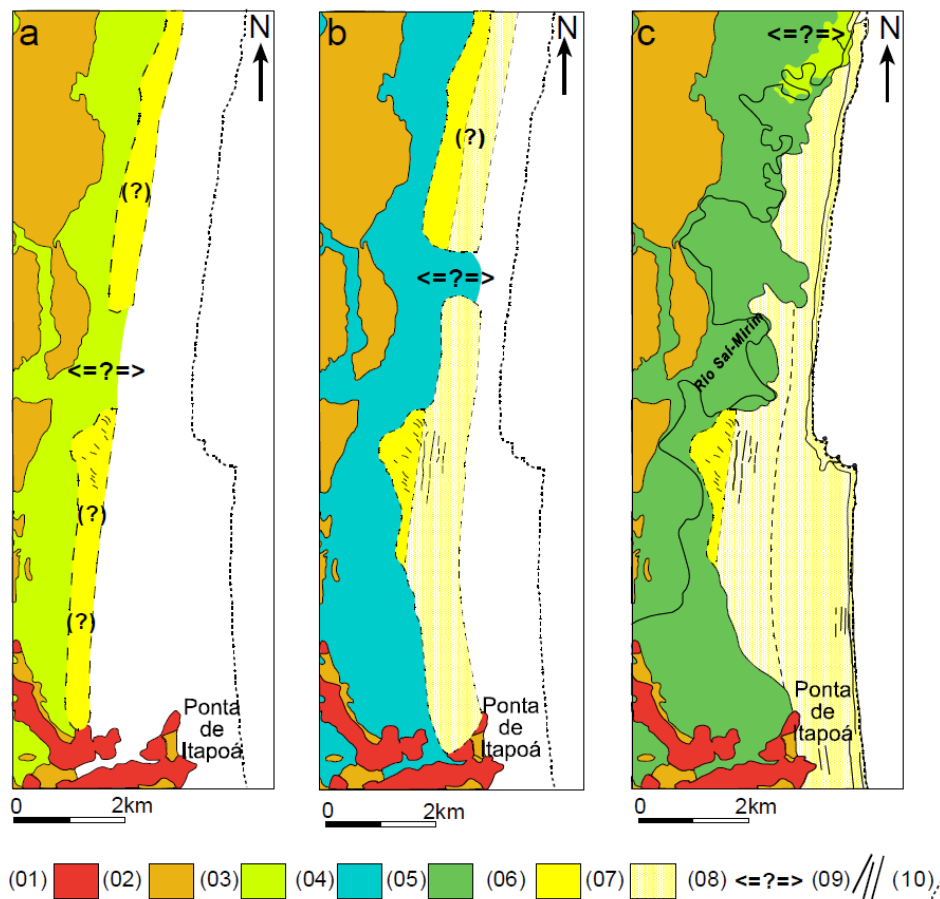


Figura 18: Evolução paleogeográfica da região de Itapoá. a) durante o máximo da transgressão, b) durante a regressão e c) atual. 1) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados, 2) barreira pleistocênica, 3) estuários, 4) planícies paleoestuarinas e estuários, 5) planícies paleoestuarinas, fluviais e estuários, 6) esporões e ilhas-barreiras transgressivas, 7) esporões e barreiras regressivas, 8) provável localização de desembocaduras, 9) lineamentos de cordões litorâneos, 10) linha de costa atual. Fonte: Souza (2005).

No estado de Santa Catarina, Hesp *et al.* (2009) atribui a diversidade de tipos de barreiras costeiras às variações de orientação de linha de costa em relação ao regime de ventos e clima de ondas, sendo que estudos precisam ser realizados para elaboração de um modelo de evolução.

Fitzgerald *et al.* (2007) em estudo nas planícies com cordões litorâneos da costa centro-sul do Estado de Santa Catarina consideram ainda que a origem, volume, composição do suprimento sedimentar e a topografia antecedente da bacia costeira foram fatores determinantes para a variabilidade na sedimentologia, estratigrafia e arquitetura deposicional das barreiras costeiras nesta região da costa.

Na região imediatamente ao sul da Ilha de São Francisco do Sul, Hesp *et al.* (2009) descrevem a barreira de Itapocu como de caráter agradacional ou retrogradacional. Nesta barreira o corpo arenoso estreito e alongado encerra uma laguna formada pelos canais do rio Itapocu a sul e a norte, com descarga proveniente de uma ampla planície de inundação.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Base Cartográfica e Base Geológica

A base cartográfica utilizada foi elaborada a partir das folhas topográficas em escala 1:50.000 do IBGE; São Francisco do Sul (SG.22-Z-B-II-2), Araquari (SG.22-Z-B-II-4), Garuva (SG.22-Z-B-II-1) e Joinville (SG.22-Z-B-II-3). Essas folhas (IBGE 1981a, IBGE 1981b, IBGE 1981c, IBGE 1981d) foram adquiridas no *site* do EPAGRI (2011). A carta em escala 1:10.000 do levantamento executado em 2006 pela Prefeitura Municipal de São Francisco do Sul foi também utilizada para posicionamento planialtimétrico de sondagens.

O mapa Geológico adotado para este trabalho é o de Anjos (2010), em escala 1:50.000. Ambas as bases foram georreferenciadas no sistema de coordenadas UTM, utilizando o *Datum* SAD-69 (South American Datum), zona 22S, e vetorizadas em *shapefiles* para utilização no programa ArcGis®.

Fotografias aéreas foram obtidas junto ao SPU (Superintendência do Patrimônio da União) em escala 1:12.500, de levantamento executado em 1995 (SPU 1995). As fotografias foram utilizadas na etapa de campo, de reconhecimento geológico e como auxiliares na locação das sondagens.

3.2 Dados de GPR (Ground Penetrating Radar)

O método GPR, que é baseado na propagação e reflexão de pulsos de energia eletromagnética de alta frequência, gera perfis contínuos de subsuperfície rasos, de alta resolução, detectando descontinuidades elétricas no substrato em profundidades de até 50 m, com excelentes resultados em levantamentos de depósitos sedimentares constituídos por areia ou cascalho, ou sedimentos de baixa condutividade elétrica (Jol & Bristow 2003).

Nos estudos de estratigrafia de depósitos costeiros o método pode ser então utilizado para determinação da geometria dos corpos arenosos, da arquitetura estratigráfica e para a correlação e quantificação de estruturas sedimentares (Jol & Bristow 2003).

Para este trabalho, foram utilizadas seções de georradar levantadas em 2009 (LECOST –DEGEO – UFPR /CECO – IG - UFRGS) sobre ruas e estradas (Figura 19) ao longo de perfis perpendiculares e paralelos à linha de costa. O sistema utilizado foi o Georradar SIR-3000 da

GSSI™ (*Geophysical Survey Systems, Inc.*) com uma antena de frequência central de 200 MHz (registrando até 12 m de profundidade).

O sistema do georradar foi conectado a um DGPS, permitindo uma coleta de dados georreferenciados.



Figura 19: Levantamento GPR na Ilha de São Francisco do Sul em 2009. Fonte: LECOST(UFPR)/CECO(UFRGS).

De um total de 63 seções levantadas na Ilha de São Francisco do Sul, foi escolhido como alvo o setor sul da ilha, próximo à localidade de Praia do Ervino, com 12 seções levantadas na região (Figura 20).

O arranjo empregado foi o *Common Off-set* (Figura 21), sendo que durante a aquisição foram utilizados filtros de ganho e de redução de ruídos. A constante dielétrica (10) utilizada para o levantamento representa uma velocidade intervalar média de 0,09 m/ns (Davis & Annan 1989).

Dada às características bastante diversas entre as seções de radar analisadas, a área de estudo foi dividida em dois blocos distintos, blocos norte e sul.

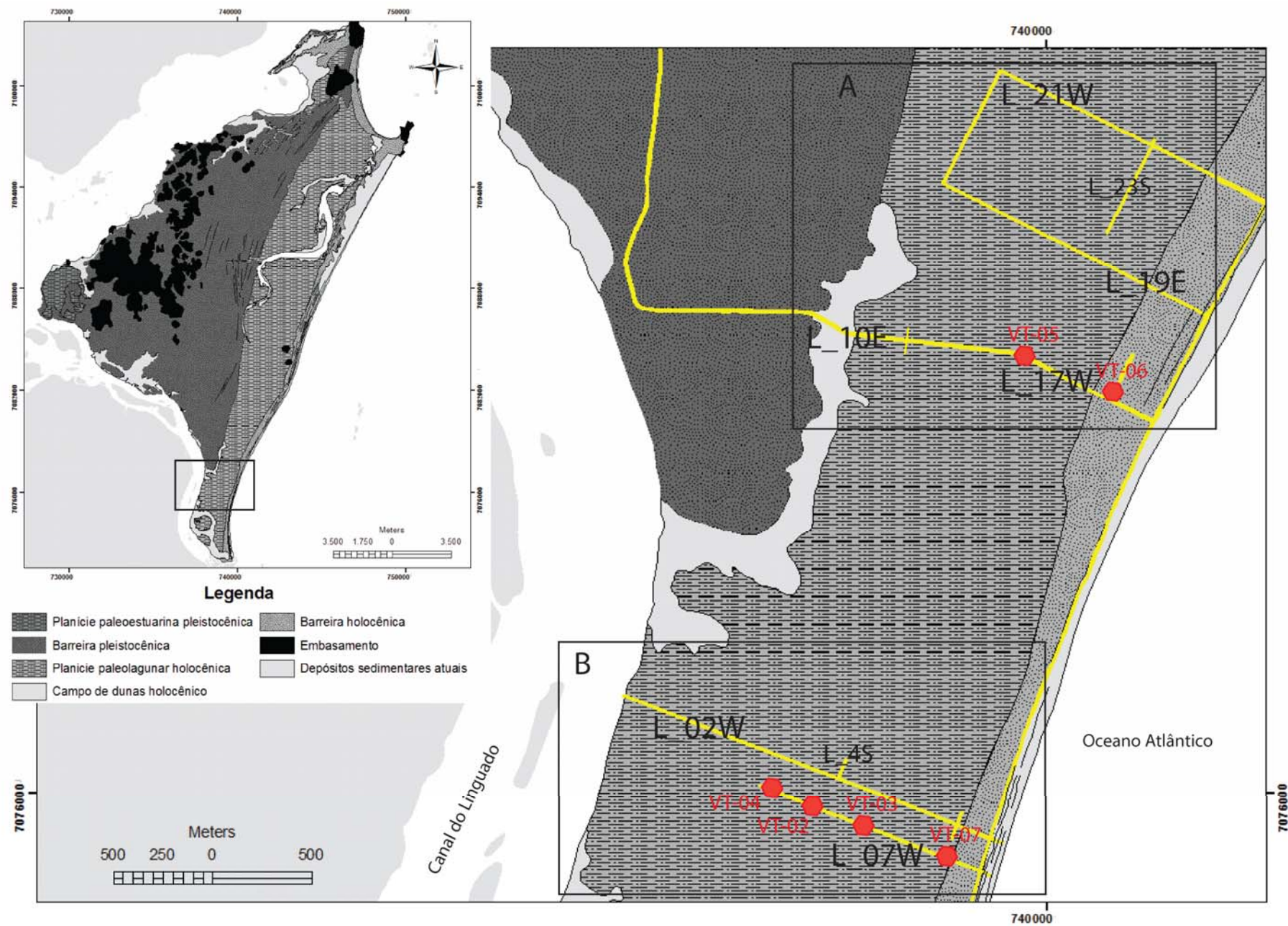


Figura 20: Localização. A) Bloco Norte e B) Bloco Sul. Seções GPR e locação de sondagens (VT) em detalhe do mapa Geológico. Fonte: modificado de Anjos (2010).

3.2.1 Caracterização do método GPR

Uma seção de GPR é composta por um perfil constituído por traços sequenciais obtidos durante o levantamento, sendo que cada traço resulta da emissão de um curto pulso de energia eletromagnética de alta frequência (MHz) transmitida para subsuperfície. À medida que esta onda eletromagnética se propaga, encontra materiais com diferentes propriedades elétricas, que alteram sua velocidade. Se esta mudança de velocidade é abrupta relativamente à amplitude dominante, parte da energia é refletida para uma antena receptora em subsuperfície (Figura 21).

Segundo Porsani (1999), o método GPR assemelha-se à sísmica de reflexão no princípio físico e metodologia. Na sísmica de reflexão, os refletores são produzidos ou definidos em função do contraste de impedância acústica entre materiais, enquanto no GPR as reflexões são causadas por contrastes na impedância eletromagnética.

O tempo entre a transmissão e reflexão (*two-way travel time*) é medido em nanosegundos (10^{-9} s), e variam em função da profundidade dos refletores, da configuração das antenas transmissora e receptora, e da velocidade das ondas de radar no meio (Neal 2004).

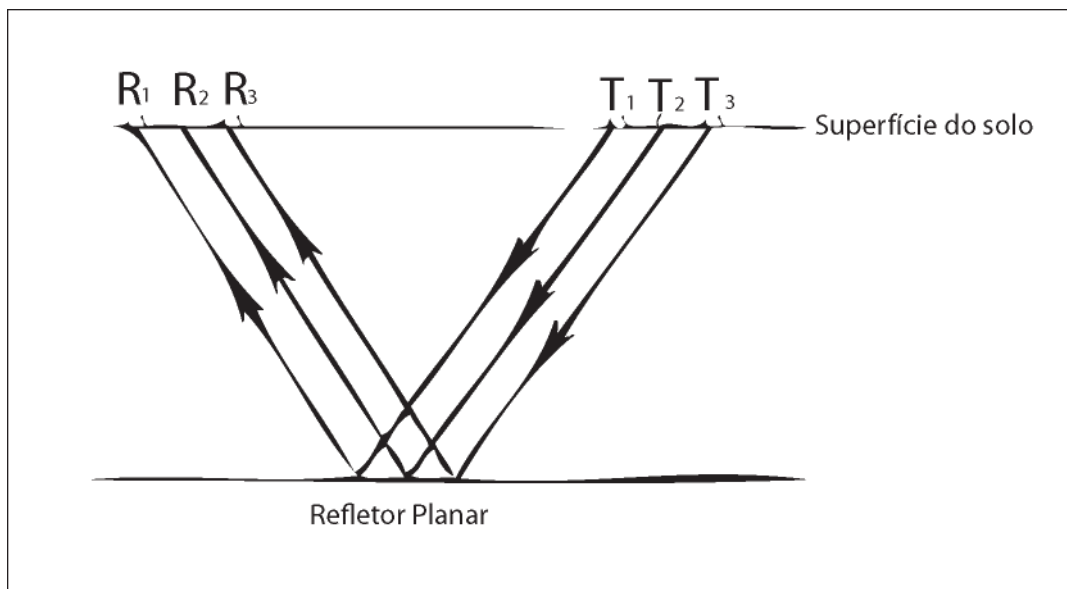


Figura 21: Princípio do levantamento em “common offset”, com os tempos de transmissão e recepção. Modificado de Neal (2004).

As propriedades dos materiais que compõem o substrato e que controlam o comportamento das ondas de radar em um determinado meio são a permissividade dielétrica, a condutividade elétrica e a permeabilidade magnética. Além das características intrínsecas aos materiais, outros fatores que controlam as reflexões das ondas de radar no caso dos depósitos sedimentares são a granulometria, variações na forma, orientação e empacotamento dos grãos, porosidade e na presença de fluidos nos poros.

Consequentemente, feições como o topo do lençol freático, estruturas sedimentares e descontinuidades produzem reflexões importantes nas imagens GPR (Neal 2004).

Em relação à profundidade de penetração das ondas de radar, esta é controlada principalmente pela frequência do sistema de antenas transmissora e receptora, normalmente configuradas para atuarem em faixa de frequência situada entre 0,5 (frequência mínima) a 1,5 (frequência máxima) vezes a frequência central.

Em geral quanto maior a frequência da antena, maior a resolução de subsuperfície mas menor profundidade de investigação, e vice versa.

A antena de frequência central 200 MHz, utilizada no levantamento dos dados utilizados no presente trabalho, pode alcançar profundidades máximas de 9 m segundo a fabricante do equipamento utilizado (GSSI 2012), no entanto, no presente trabalho, são observados refletores bastante nítidos até uma profundidade de 15 metros em alguns radargramas.

Em relação à resolução vertical e horizontal, a primeira depende essencialmente do comprimento de onda, determinado pela frequência da antena e pela velocidade dos materiais de subsuperfície. A medida que a frequência da antena aumenta, a resolução cresce proporcionalmente possibilitando a definição de espaçamentos cada vez menores entre refletores, bem como seu posicionamento no espaço-tempo com maior acurácia.

A teoria de onda indica que a resolução vertical máxima (em condições ótimas) é próxima a $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda dominante (Neal 2004).

Para o presente estudo calculou-se a resolução vertical (λ) aproximada através da equação;

$$\lambda = v/f$$

Em que para 1/2 do comprimento de onda dominante (f) ou frequência central da antena (200 MHz), e velocidade (v) para areia seca de 0,15 m/ns, encontra-se resolução vertical aproximada de 0,3 metros.

A resolução horizontal é determinada, além da frequência e amplitudes de onda, pelo padrão de radiação ou foco da antena e pela profundidade do alvo. A profundidade é importante por que a energia irradiada expande-se em forma cônica a medida que se propaga, diminuindo a resolução com o aumento de profundidade.

O traço radar pode se originar de qualquer local do fronte da onda de radar quando esta intercepta um refletor, produzindo difrações, distorções, deslocamentos de mergulho aparente e geração de reflexões fora de plano (Neal 2004).

Outras limitações e problemas inerentes ao método e que devem ser citadas são: ruídos eletromagnéticos sistemáticos e ambientais, reflexões originadas de elementos próximos da superfície, variações verticais e laterais na velocidade da onda radar e distorções causadas pelo ângulo entre o feixe emitido e a superfície topográfica.

3.2.2 Processamento de Imagens nas seções GPR

O objetivo do tratamento das imagens obtidas a partir dos levantamentos GPR segundo Annan (1999) é o de realçar aspectos dos dados segundo o tipo de estudo ou interesse específico além de testar, corrigir ou minimizar parte das limitações inerentes ao método durante o levantamento, sem, no entanto introduzir distorções ou modificações nos dados.

Nos estudos estratigráficos e deposicionais a forma e orientação das reflexões são de suma importância e o processamento básico não deve de maneira alguma distorcer estas feições.

Os registros de campo selecionados foram processados e interpretados através do programa RADAN™ 6.6. Nesta etapa foram aplicados filtros para remoção de ruído e ganho de sinal, além da correção topográfica utilizando os dados DGPS.

Inicialmente, após a correção do tempo zero (*Time-zero-drift*) procedeu-se a aplicação de uma função (*restore gain*) para restauração do ganho aplicado durante a aquisição, normalizando desta forma os ganhos totais dos radargramas. Foram aplicados então filtros espaciais e temporais (passa-banda) para definição do espectro de frequências e remoção de picos.

A aplicação de ganho, em limites definidos no programa, permitiu a amplificação das amplitudes relativas levando em conta o decaimento de sinal pelo espalhamento geométrico e dissipação exponencial de energia (Neal 2004). Apesar da utilidade desta ferramenta principalmente na visualização dos dados, a introdução de artefatos por amplificação de ruído é um problema a ser considerado, portanto a aplicação de ganho deve ser meticulosamente calculada.

Outro procedimento executado para o tratamento dos radargramas foi o *background removal*, para remoção de ruídos sistemáticos (*ringing*). Para utilização desta ferramenta procedeu-se uma análise do espectro de frequências (*Spectrum*) e dos traços de radar (*Wiggle*).

3.2.3 Interpretação das radarfácies nas seções GPR

O método utilizado para interpretação das seções GPR é baseado em princípios da estratigrafia sísmica adaptados às características e conceitos do método GPR, baseando-se no princípio geral para depósitos sedimentares de que as reflexões de ondas transmitidas são em geral paralelas à estratificação sedimentar. Os fundamentos do método utilizado neste trabalho estão em Gawthorpe *et al.* (1993), Jol & Bristow (2003) e Neal (2004).

As seções receberam nomenclatura com a indicação do número da sequência original do levantamento, seguido da origem do sentido, por exemplo; L_17W, Linha número 17 levantada de oeste sentido leste.

Para interpretação e estratigrafia de radar, as seções foram digitalizadas no programa AUTOCAD v.2009, sendo então marcados os refletores interpretados.

Segundo Neal (2004), os padrões de reflexão na perfilagem GPR, podem ser identificados como *radar surfaces* (superfícies de radar), *radar packages* (pacotes de radar) e *radar facies* (fácies de radar). Uma representação destes padrões em um radargrama pode ser visto na figura 22.

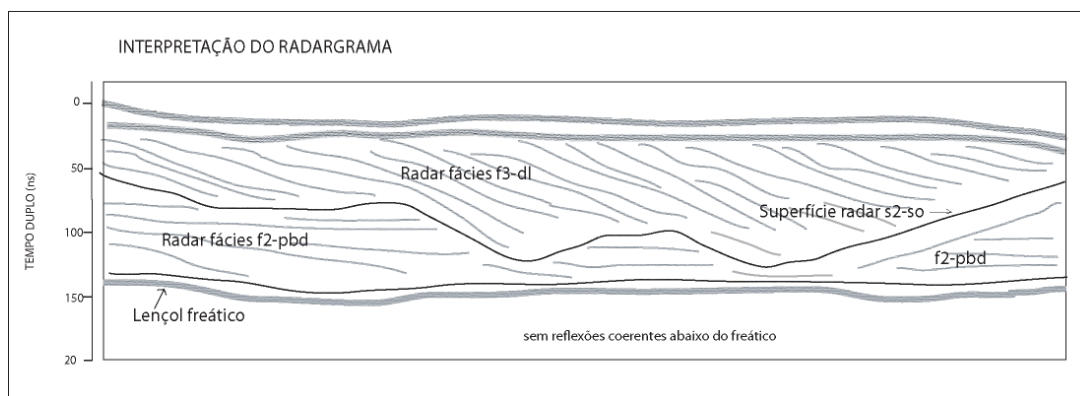


Figura 22: Interpretação do radargrama segundo princípios da estratigrafia de radar. Modificado de Neal (2004).

As superfícies de radar são equivalentes às superfícies limitantes (Miall 2006). Depois de identificadas nas seções as superfícies são descritas principalmente segundo sua geometria em relação à terminação dos refletores (*onlap*, *downlap*, *toplap*, truncamento).

As radarfácies estão contidas ou delimitadas pelas superfícies de radar, e devem ser descritas e caracterizadas por sua forma, mergulho, continuidade e relação entre refletores (Figura 23).

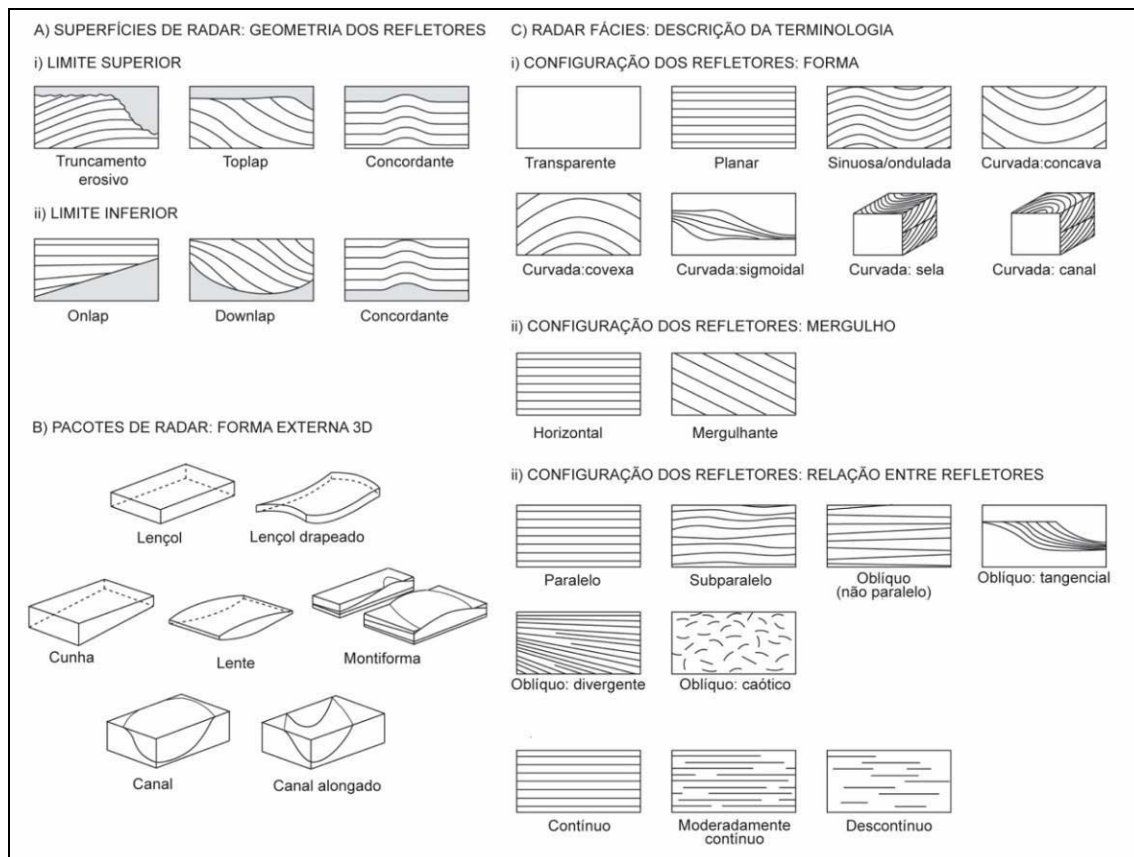


Figura 23: Padrões descritivos dos elementos de estratigrafia de radar. Modificado de Neal (2004).

Os *radar packages*, delimitados pelas superfícies limitantes de maior continuidade lateral são denominados no presente trabalho como “pacotes de radar”, contendo geralmente uma radarfácies dominante, e são descritos em relação à sua forma externa tridimensional. O termo *radar packages* foi proposto em Neal (2004) como equivalente às sequências sísmicas de Vail *et al.* (1977), definidas como pacotes dentro da seção sísmica, com refletores concordantes e delimitados por superfícies de discontinuidades.

A nomenclatura dos refletores foi modificada a partir da sugestão de Neal (2004), sendo no caso das superfícies de radar iniciada com a sigla Sf seguido da ordem cronológica (base para o topo), e precedida do tipo de superfície (Dc-descontinuidade).

No caso das fácies a sigla Fs é seguida pela sigla da feição característica da radarfácies. As cores utilizadas no traçado dos refletores e superfícies foram adotadas segundo a recomendação em SEPM (2011).

O método de interpretação é constituído pelas seguintes fases:

- Traçado das superfícies radar principais (de maior continuidade lateral) que englobam refletores com padrão similar, ou características diferentes daqueles dos conjuntos adjacentes.
- Definição dos pacotes de radar e do empilhamento vertical das unidades nos radargramas.
- Definição das radarfácies segundo morfologia dos refletores (geometria, mergulho, continuidade, forma) e suas interrelações segundo Neal (2004).

3.2.4 Terminações estratais

Podem ser definidas pela relação geométrica entre os estratos e a superfície estratigráfica contra a qual os mesmos terminam. Os principais tipos são truncamento, *toplap*, *onlap*, *downlap*, e *offlap* (Figura 24). Todos estes termos, à exceção do primeiro, foram introduzidos com o desenvolvimento da estratigrafia sísmica (Vail *et al.* 1977, Mitchum *et al.* 1977, Catuneanu 2006).

O *toplap* ocorre quando as terminações dos estratos encontram-se inclinados contra uma superfície de não deposição, posicionada mergulho acima e com menor ângulo, representando o limite deposicional da sequência.

O truncamento representa terminações com a mesma atitude do *toplap*, mas contra uma superfície erosiva. O truncamento exhibe geralmente um relevo erosivo ou inconformidades angulares, ao contrário do *toplap*, que representa o limite deposicional da unidade.

No *offlap*, os estratos, com suas terminações mergulho acima, avançam em direção à porção mais profunda da bacia, diminuindo gradualmente de espessura e expondo porções dos estratos mais antigos sobre os quais repousam. Representam a progradação de unidades durante a queda do nível do mar.

O *onlap* é caracterizado pelas terminações de estratos de baixo ângulo contra superfícies mais inclinadas, marcando a terminação lateral da unidade. Os *onlaps*

marinho e costeiro segundo Catuneanu (2006) desenvolvem-se a partir dos taludes continentais pelo avanço dos sistemas deposicionais em direção ao continente, posicionando estratos transgressivos contra a superfície regressiva máxima.

O *downlap* ocorre quando terminações de estratos encontram-se inclinados mergulho abaixo contra uma superfície de menor ângulo, por exemplo, na base de clinoformas progradantes.

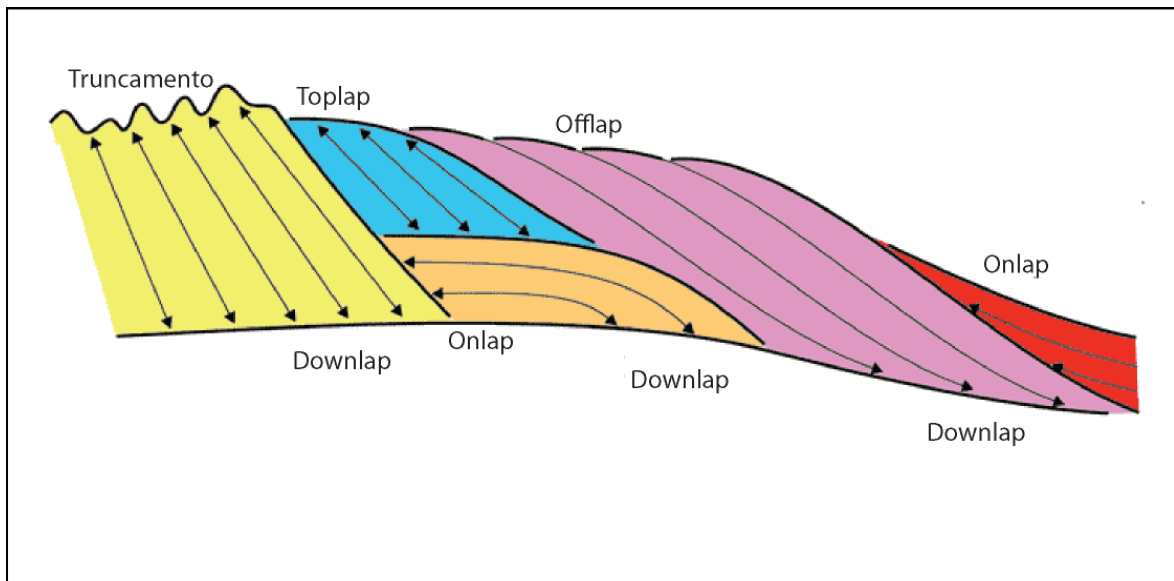


Figura 24: Terminações estratigráficas e suas relações com superfícies de descontinuidades. Modificado de Catuneanu (2006).

3.3 Sondagem

3.3.1 Programação de Sondagens

Com base nas interpretações das seções GPR, foram locadas e executadas sondagens com o vibrotestemunhador. O critério para escolha dos locais de sondagem foi visar alvos em que a profundidade máxima alcançada pela sondagem (em torno de 6 m), pudesse interceptar o máximo de estruturas visíveis nas seções georradar. As coordenadas para os furos foram extraídas diretamente dos arquivos DGPS adquiridos durante o levantamento GPR (Tabela 1).

Tabela 1: Pontos de sondagem executados. As elevações foram retiradas da carta 1:10.000 PMSFS (2006).

Ponto	Linha	Estaca(m)	Coordenadas		Elev.(m)	Prof.(m)
			W	S		
Vt-2	L_7W	400	48.6056200	26.4174800	1.7	5,35
Vt-3	L_7W	555	48.6043000	26.4179000	1.7	5,35
Vt-4	L_7W	180	48.6076780	26.4167871	1.8	5,24
Vt-5	L_17W	930	48.5958412	26.3964710	1.6	0,75
Vt-6	L_17W	1250	48.5908500	26.3986400	2.7	3,3
Vt-7	L_7W	975	48.6003300	26.4192100	2.2	5,52

3.3.2 Execução das Sondagens

A investigação de subsuperfície foi executada com o uso de um vibrotestemunhador (Figura 25), equipamento que utiliza canos de alumínio com 6 metros de comprimento e diâmetro de 750 mm. Alguns locais previamente selecionados para as sondagens tiveram que ser relocados por ocorrência de obras da prefeitura para implantação de drenagem pluvial.

As sondagens foram posicionadas através das coordenadas obtidas com o levantamento GPR, através de um sistema de posicionamento DGPS, calibrado em referência ao marco geodésico PETROBRAS SAT 9234, que tem altitude de 2,04 m acima do nível médio do mar e localiza-se na área urbana da praia de Enseada.

Durante os trabalhos de campo, foram realizadas descrições de unidades aflorantes nos locais de sondagem, em exposições ao longo de barrancas naturais ou escavadas pelo homem, detalhando sua morfologia e características ambientais.

Os furos Vt-1, Vt-5 e Vt-6, localizados na área das linhas GPR L_23S e L_17W, apresentaram uma série de problemas tais como perda do tubo de sondagem (Vt-5) e impenetrabilidade (Vt-1 e Vt-6), devido principalmente a uma camada de “piçarra” logo abaixo da camada de solo orgânico associado ao lençol freático.

Os furos Vt-4, Vt-2, Vt-3 e Vt-7, locados na linha GPR L_07W, não apresentaram problemas durante a perfuração e recuperação dos testemunhos.



Figura 25: Sondagem do Vt-4 com vibrotestemunhador.

3.4 Descrição dos testemunhos

Após a coleta, os tubos de alumínio com 6 m foram cortados transversalmente em trechos de 1 metro. Em laboratório os testemunhos foram então cortados longitudinalmente com a utilização de um disco abrasivo (Figura 26), numerados e abertos em duas metades, e em seguida fotografados.

As fácies foram definidas segundo Walker (1992) como um corpo sedimentar que pode ser distinto dos sedimentos adjacentes através de uma ou mais características próprias, principalmente em função de sua composição, estruturas internas, conteúdo fossilífero e geometria.

A nomenclatura das fácies foi adaptada de Miall (2006), sendo identificadas pela primeira letra em caixa alta indicando a granulometria, seguido de letra em caixa baixa indicando as estruturas sedimentares.

A descrição das fácies inclui, além da composição, observação das relações sedimentológicas (textura, granulometria), estruturas sedimentares internas e arquitetura (espessura, continuidade lateral, contatos) além da presença de bioturbações ou matéria orgânica. A granulometria foi estimada com a utilização de um gabarito padronizado a partir de escala Wentworth (Wentworth 1922) modificada (Krumbein & Sloss 1963).



Figura 26: Preparação do tubos de alumínio da sondagem com o vibrotestemunhador.

4 RESULTADOS

4.1 Superfícies de radar

4.1.1 Superfícies limitantes principais

Os critérios para interpretação das superfícies de radar principais foram definidos pela terminação dos refletores em relação às superfícies de maior continuidade lateral. Estas superfícies são em geral horizontalizadas, irregulares de traço, e com forte contraste nas imagens, e representam descontinuidades de caráter erosivo, ou de hiato deposicional entre estratos sedimentares. Os refletores apresentam-se em *downlap* sobre estas superfícies, que podem também truncar refletores subjacentes. Sobre estas superfícies ocorrem feições erosivas relacionadas à escavação de paleocanais. Estas feições apresentam geometrias geralmente em forma de “V” ou “U” aberto.

A superfície Sf1-Dc destaca-se em todas as seções analisadas por sua grande amplitude e continuidade, ocorrendo entre 5 e 15 m. Refletores abaixo desta superfície exibem progradação para leste e são truncados pela Sf1-Dc.

As superfícies de radar Sf2-Dc, Sf3-Dc e Sf4-Dc são superfícies horizontalizadas e com grande continuidade lateral, separando conjuntos de fácies diferentes, mas geneticamente relacionadas.

4.1.2 Superfícies limitantes secundárias

Outras superfícies de radar identificadas nas seções GPR são relacionadas às superfícies limitantes entre macroformas.

Estas superfícies constituem os envelopes em menor escala das radarfácies, e representam os limites deposicionais de macroformas. Não foi atribuída nomenclatura específica para estas superfícies nos radargramas.

4.2 Padrões das radarfácies

Alguns padrões característicos puderam ser observados em todas as seções analisadas. Estes padrões foram agrupados segundo suas características em relação a forma, geometria, mergulho e configuração dos refletores (Neal 2004). Dessa forma distinguiu-se então três grupos; refletores oblíquos (Figura 27), subhorizontais (Figura 28) e irregulares (Figura 29).

4.2.1 Refletores Oblíquos

4.2.1.1 Radarfácies Fs-Ag

Este padrão de reflexão é caracterizado por estratificação cruzada acanalada de médio à grande porte, com dimensões variando entre 10 e 20 m de comprimento de crista a cava, e entre 5 a 8 m de altura. Apresentam ângulos médios de $2,8^\circ$, sendo seu limite superior truncado por superfície erosiva e limite inferior concordante com uma superfície de radar principal que representa o limite deposicional da unidade.

4.2.1.2 Radarfácies Fs-Sg

Este padrão de reflexão é caracterizado por formas sigmoidais ou clinoformas progradantes com dimensões variando entre 3 e 6 m de espessura e ângulos de mergulho entre 8 e 10 graus. Apresentam-se formando corpos lenticulares contínuos de até dezenas de metros. O sentido de progradação geral é *onshore* (para oeste). Apresentam refletores em *toplap* em sua terminação superior, *downlap* em superfícies de descontinuidades como a Sf1-Dc.

4.2.1.3 Radarfácies Fs-Tbi

O padrão de reflexão tabular inclinado é caracterizado por estratificações cruzadas planares, contínuas e com mergulho em torno de 3 a 5° sentido *offshore* (leste), apresentando leves truncamentos entre estratificações. Os refletores ocorrem

com seu limite superior truncado por superfícies erosivas e limite inferior em *downlap* na superfície de radar Sf2-Dc.

4.2.1.4 Radarfácies Fs-Ci

Este padrão de reflexão é associado aos refletores com pouca continuidade lateral e restritos por superfícies erosivas de canais. Apresentam estratificação cruzada de alto ângulo, em estratos tabulares descontínuos com truncamento ou em padrão divergente. Associadas ao preenchimento de canais ou migração de barras fluviais, por acreção lateral e vertical.

4.2.1.5 Radarfácies Fs-Tbb

O padrão de reflexão tabular de baixo ângulo é caracterizado por estratificações cruzadas plano-paralelas, com mergulho muito baixo, em torno de 0,9 a 1,5° sentido *offshore*, com grande continuidade lateral e apresentando truncamentos de muito baixo ângulo. Os refletores são subparalelos e em *downlap* na superfície de base da unidade, em forma de cunha.

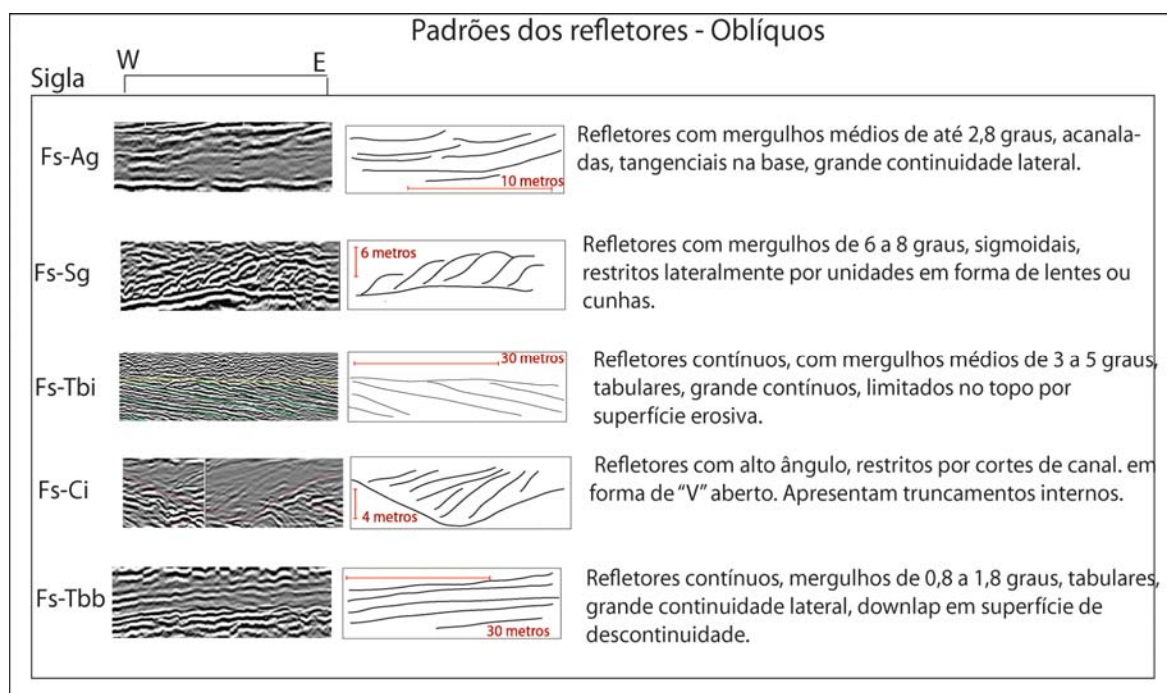


Figura 27: Padrões das radarfácies inclinadas em relação às superfícies de radar principais.

4.2.2 Refletores sub-horizontais

4.2.2.1 Radarfácies Fs-Tbh

O padrão de reflexão tabular subhorizontal é caracterizado por estratificações plano-paralelas de grande continuidade lateral e espaçamento regular entre os refletores, concordantes com as superfícies limitantes ou formando superfícies sobre as quais refletores subjacentes mergulham em *downlap*.

4.2.2.2 Radarfácies Fs-Lt

O padrão de reflexão lenticular é o padrão com maior área de ocorrência nas seções, exibindo formas côncavo-convexas sub-horizontais com dimensões variando de 3 a 12 m de largura e entre 1 a 4 m de altura subparalelas à superfície de base da unidade.

4.2.2.3 Radarfácies Fs-Sd

Padrão de reflexão com ocorrência bastante restrita, apresenta formas simétricas de marcas onduladas mas com baixo contraste e descontínuas, arredondadas na crista e cava com mergulho similar da estratificação em ambas as direções.

4.2.2.4 Radarfácies Fs-Ch

Este padrão de reflexão ocorre como refletores subhorizontais a horizontais em *onlap* em cortes de canais, apresentando truncamentos de muito baixo ângulo.

4.2.2.5 Radarfácies Fs-Cc

Este padrão de reflexão ocorre como refletores côncavos, concordantes com superfícies de corte de canais.

4.2.2.6 Radarfácies Fs-On

Padrão de reflexão do horizonte superior com estruturas planares descontínuas, às vezes com feições convexas bem marcadas. Formam em alguns casos ondulações com grande comprimento de onda e de pequena amplitude, aparentemente acompanhando cristas e cavas de muito baixa altura

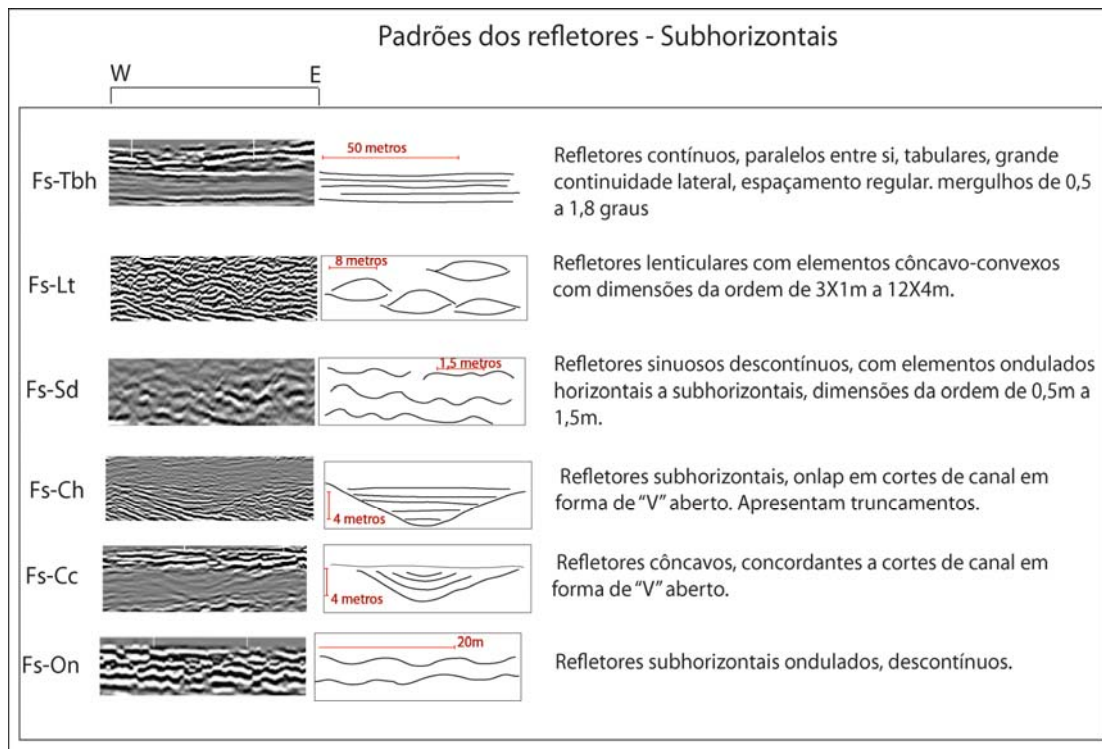


Figura 28: Padrões de radarfácies sub-horizontais em relação às superfícies de descontinuidades principais.

4.2.3 Refletores Irregulares

4.2.3.1 Radarfácies Fs-Op

Este padrão de reflexão ocorre em horizontes bem marcados, com textura lisa e opaca e refletores descontínuos com baixo contraste.

4.2.3.2 Radarfácies Fs-Hp

Este padrão de reflexão é caracterizado pela ocorrência de hipérboles sem ordem ou orientação aparente, alto contraste sobre fundo opaco. Causado por materiais detríticos como conchas, cascalho ou bolas de lama.

4.2.3.3 Radarfácies Fs-Cac

Este padrão de reflexão é caracterizado por refletores descontínuos, com alto contraste e sem orientação definida.

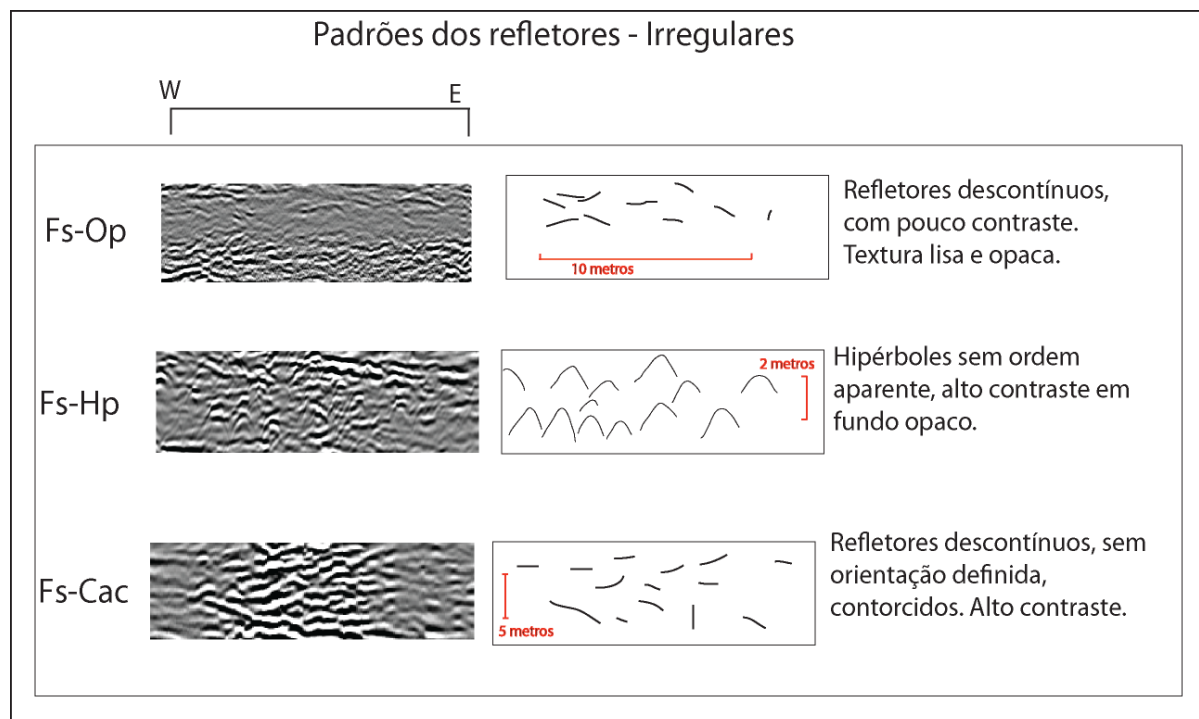


Figura 29: Padrões de radarfácies irregulares, sem ordem ou orientação definidas.

4.3 Fácies nos testemunhos de sondagem

Os depósitos sedimentares da área estudada são constituídos predominantemente por areia fina, com frações subordinadas de areia muito fina, média e grossa. Argila e silte ocorrem em horizontes específicos ou em pequenas proporções associadas a outras fácies. Seis fácies foram identificadas nos testemunhos de sondagem (Figura 30).

4.3.1 Areia com laminação cruzada acanalada (St)

A fácies St é constituída por areia muito fina a fina, moderadamente selecionada. Apresenta lâminas com concavidade para cima, muito incipientes. Em alguns pontos observam-se lâminas muito finas de matéria orgânica nas calhas das estruturas.

No VT-07 ocorrem bioturbações associadas a esta fácies. No VT-02 ocorrem intercalações ou lentes com espessura variando de 5 a 10 cm de areia média em contraste com a areia de granulação fina dominante.

Esta estruturação foi interpretada como originada por dunas subaquosas com cristas sinuosas ou linguóides.

4.3.2 Areia com laminação cruzada planar (SP)

A fácies Sp apresenta-se em *sets* em forma de cunha com ângulos entre 10 e 15 graus. Constituída por areia fina a média, moderadamente selecionada, observando-se a presença de *Ophiomorpha* e pontuações de matéria orgânica. Podem ocorrer associados à facies St.

Esta estruturação está associada às dunas subaquosas de crista linguóide ou sinuosa em ambiente de regime de fluxo inferior em condições trativas.

No VT-04 ocorrem lâminas entre 1-1,5 mm de argila associadas a esta fácies.

4.3.3 Areia maciça (Sm)

A fácies Sm é constituída por areia muito fina a fina, essencialmente quartzosa com proporções variáveis de matéria orgânica dispersa. Grãos moderadamente a bem

selecionados e cor variando de esverdeada a bege. Ocorrem marcas de raízes e enriquecimento epigenético por óxidos hidróxidos de ferro em alguns pontos.

No VT-06 e VT-07 esta fácies está associada a depósitos eólicos de dunas frontais ou lençóis arenosos.

4.3.4 Areia com laminação cruzada de baixo ângulo (Sli)

A fácies Sli é constituída por areia fina a média, moderadamente selecionada. Apresenta lâminas muito incipientes com truncamento em baixo ângulo (1-5°). No VT-07 ocorrem pequenas camadas de até 3 cm de areia média a grossa associadas, intercaladas com certa ritmicidade. No VT-04 ocorre estrutura de corte de canal e preenchimento por argila. Esta estruturação em forma de cunha está associada a *sets* formados na zona de espraçamento em ambiente praial.

4.3.5 Areia com laminação plano-paralela (Sh)

A fácies Sh é constituída por areia muito fina a média essencialmente quartzosa, com grãos subarredondados e moderadamente selecionados. Apresenta lâminas horizontais a sub-horizontais. Devido ao diâmetro reduzido do testemunho, é de difícil distinção em relação à facies Sli.

Ocorrem associados a esta fácies pontuações de matéria orgânica e bioturbações não figurativas. Finas lâminas de argila (*mud drapes*) foram observadas pontualmente nos testemunhos dos VTs 03 e 04.

4.3.6 Lama maciça (Fm)

A fácies Fm é constituída por sedimentos argilosos com proporções variáveis de matéria orgânica e de areia muito fina a fina e cor variando de marrom ou cinza escuro a preto.

A fácies lama maciça ocorre nos horizontes superiores, constituída predominantemente por argila e areia muito fina, com fração silte subordinada. Presença abundante de matéria orgânica, principalmente restos vegetais.

Esta fácies está associada à deposição de sedimentos em ambiente de baixa energia.

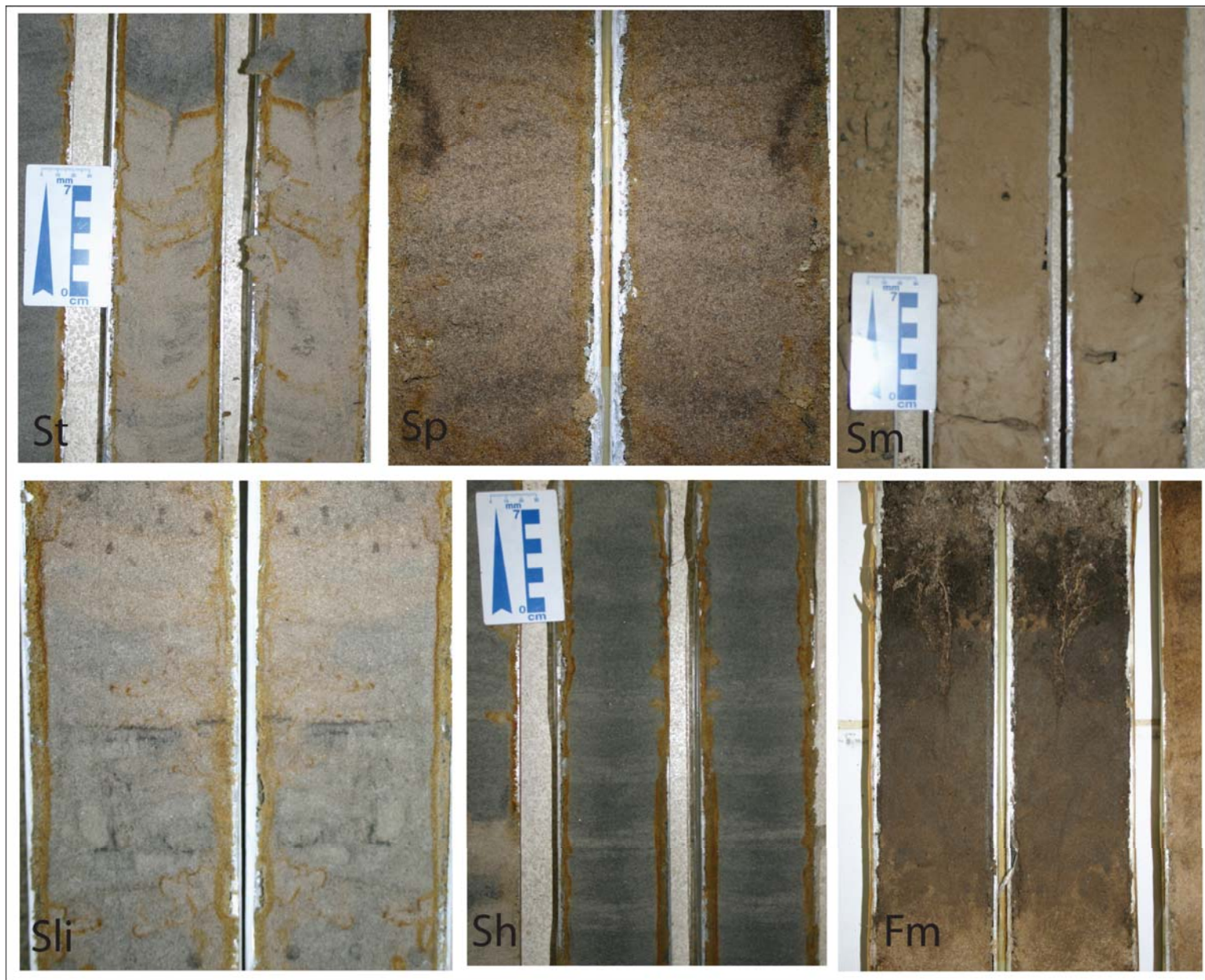


Figura 30: Fácies sedimentares. St- Areia com laminação cruzada acanalada (VT-02). Sp- Areia com laminação cruzada planar (VT-07) Sm- Areia maciça.(VT-06) Sli- Areia com laminação cruzada de baixo ângulo (VT-04). Sh- Areia com laminação plano-paralela (VT-02). Fm- Lama maciça (VT-07).

4.4 Estratigrafia da Área

Os resultados da análise dos radargramas e da descrição dos testemunhos de sondagem permitem, através da integração dos dados, a determinação de um empilhamento estratigráfico para a área de estudo.

4.4.1 Bloco norte

O Bloco norte foi definido pela área de abrangência das seções L_10E, L_17W, L_19E, L_23S e L_21W (Figura 31). Observar que o sentido de levantamento das seções L_19E e L_10E é de leste para oeste.

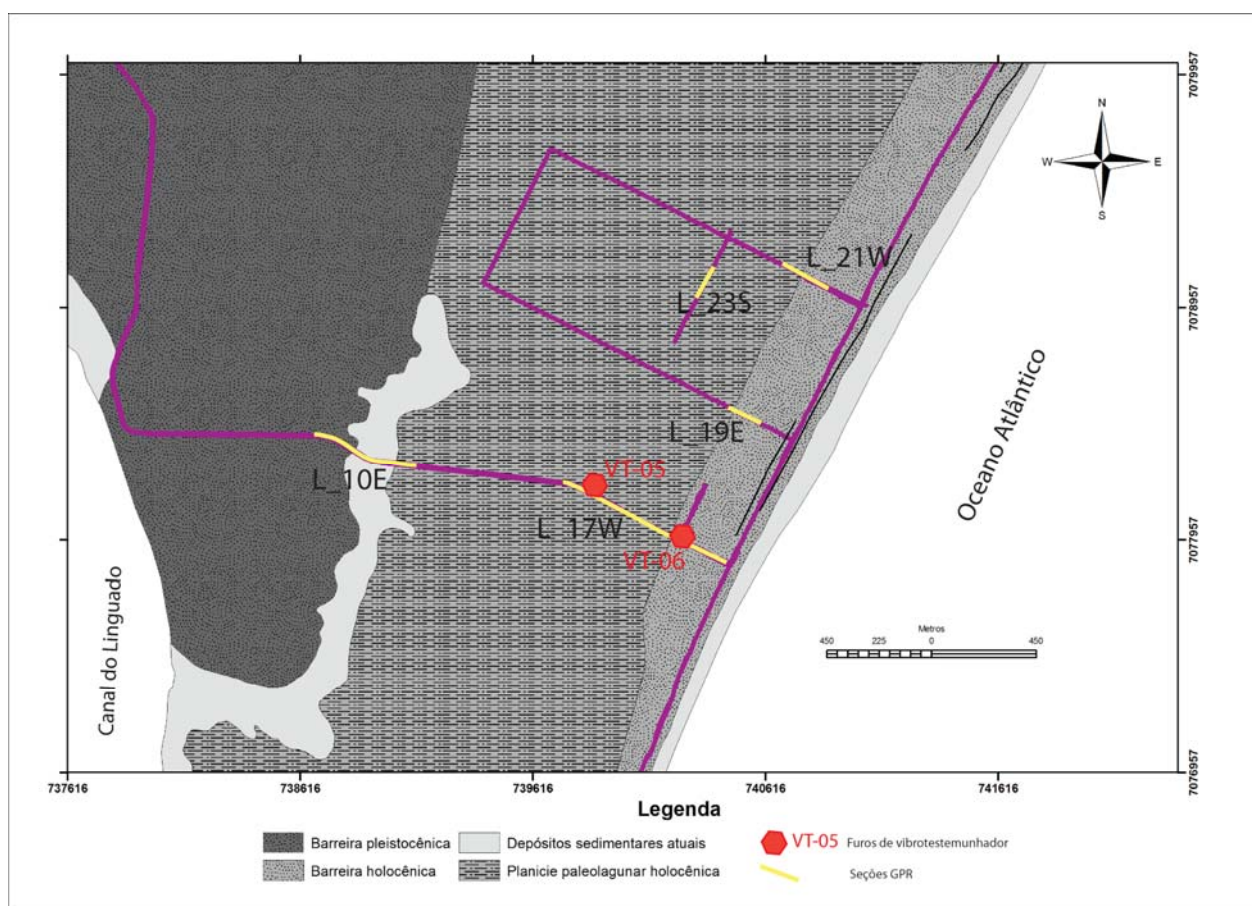


Figura 31: Seções de georradar e sondagem no Bloco norte.

Os radargramas no Bloco norte caracteristicamente apresentam na porção mais superficial um horizonte com espessura média de 0,8 m e refletores de contraste variável, associado à materiais de cobertura, podendo se tratar de solo, lençóis arenosos ou aterro. Nos trechos das seções mais próximos à linha de costa, este material dá lugar aos sedimentos eólicos de dunas frontais.

Abaixo deste horizonte observa-se uma espessa sequência sedimentar com pacotes ou unidades de radar, limitados por reflexões de grande amplitude com progradação geral para leste. Podem ser observados na base desta sequência refletores com padrão sigmoidal e mergulho para oeste, delimitados por corpos lenticulares do tipo lençol arenoso (*sand sheet*).

A base da sequência é definida por uma superfície bastante marcante (Sf1-Dc), caracterizada por sua grande amplitude, continuidade lateral e relevo irregular. Ocorre a uma profundidade que varia de 5 m (seção L_23S) a 10 m (marcação 1320 m da seção L_17W), mergulhando suavemente para leste. Esta superfície apresenta paleocanais incisos, com preenchimentos produzindo padrões de reflexões dos tipos Fs-Hp, Fs-Ac e Fs-Op (Figura 34). Abaixo desta superfície ocorrem refletores tabulares (Fs-Tbi) truncados em sua terminação superior por esta superfície erosiva, com mergulho entre 3 a 5° para leste, visíveis em trechos restritos das seções, mas com padrão inequívoco de progradação costeira em direção à bacia.

No radargrama da seção L_10E, a Sf1-Dc progressivamente torna-se mais rasa em sentido oeste. Acima desta superfície ocorrem refletores sub-horizontais em meio opaco associados à unidade paleolagunar holocênica (Figura 32). Entre as marcações 120 e 250 m, pode se observar que a superfície Sf1-Dc tende a aflorar (Figura 33). Abaixo desta são visíveis refletores tabulares inclinados (radarfácies Fs-Tbi) com progradação para leste. Este radargrama representa a região de contato entre a paleolaguna e a barreira pleistocênica. Observa-se que este limite coincide com aquele mapeado por Martin *et al.*(1988), Horn (1997) e Anjos (2010).

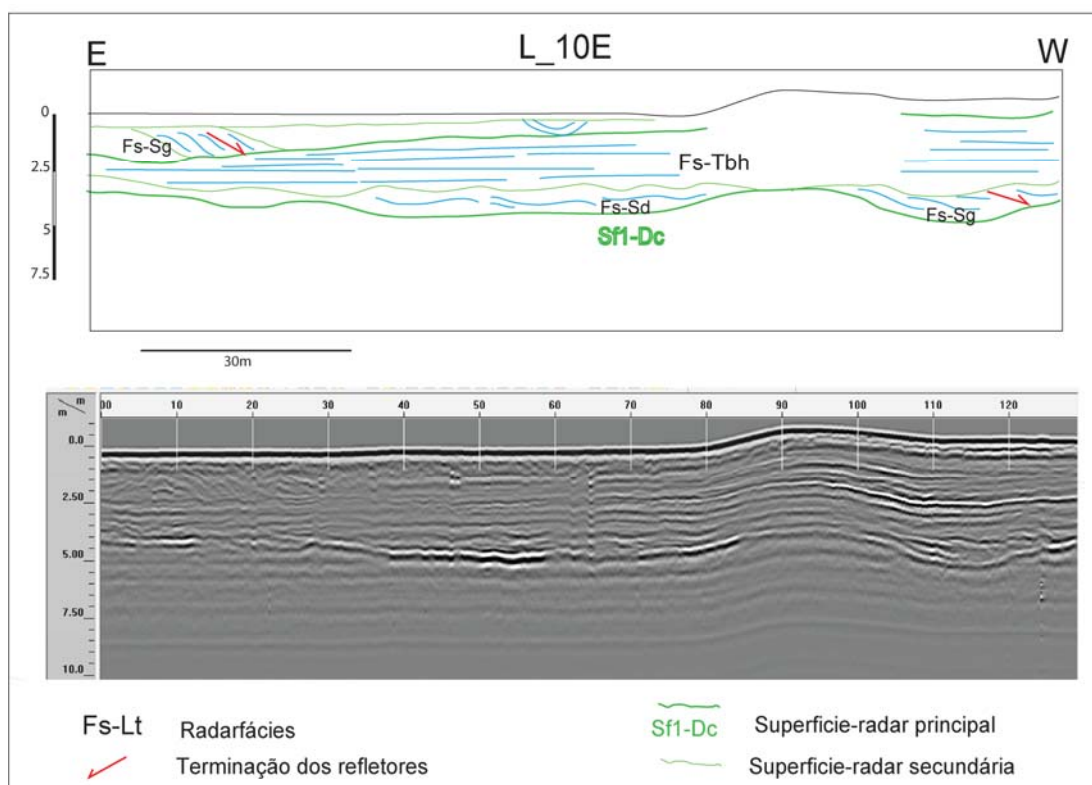


Figura 32: Radargrama da seção L_10E entre 0 e 120 m. Refletores sub-horizontais associados a uma paleolaguna.

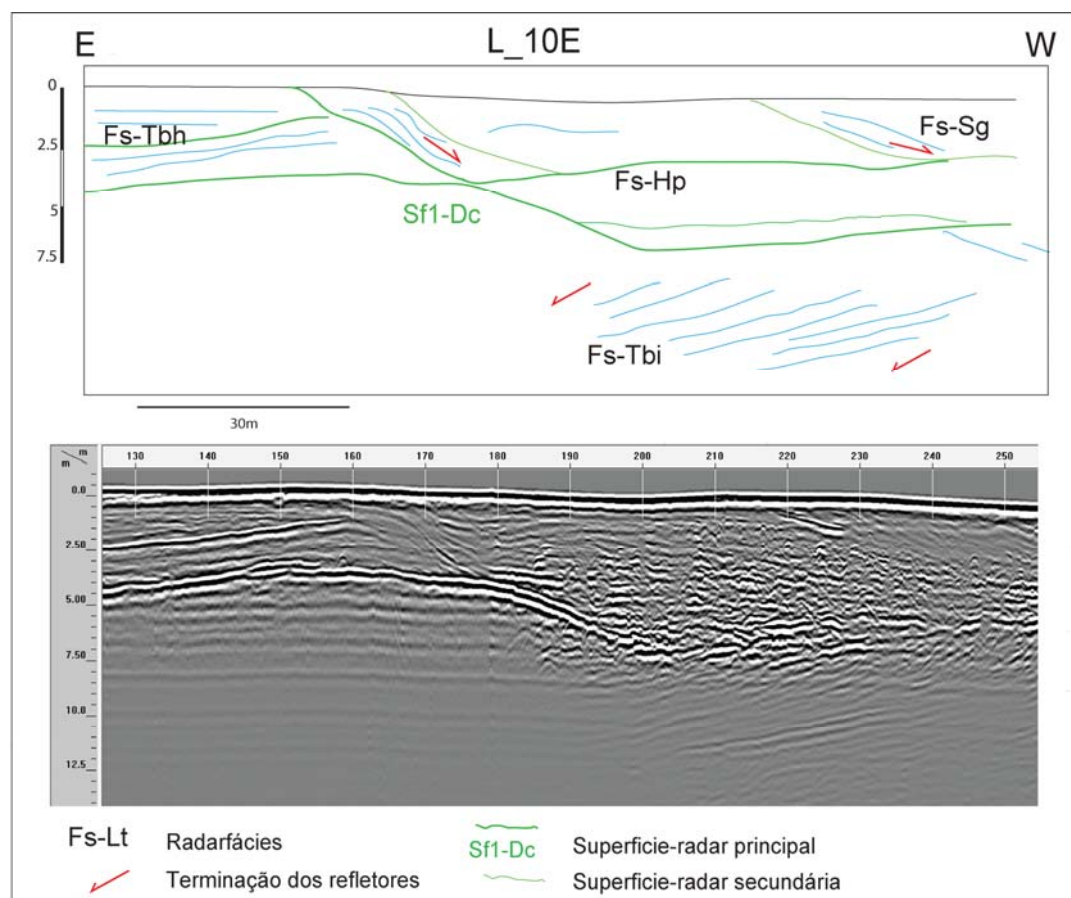


Figura 33: Radargrama da seção L_10E entre as marcações 130 e 250 m. Pode-se observar a região de contato da unidade holocênica(paleolaguna) com o terraço pleistocênico.

A seção L_17W, levantada no sentido oeste-leste, têm seu início coincidente com o início da seção L_10E, levantada no sentido leste-oeste. Essa seção possui refletores marcantes e empilhamento estratigráfico bem definido da marcação 900 m até a marcação 1240 m.

Abaixo do horizonte de cobertura pode-se observar um pacote constituído por refletores contínuos de grande amplitude de sinal em *toplap* na porção superior e mergulho muito baixo progradando para leste (radarfácies Fs-Tbb).

Na seção L_17W, na marcação 890 m pode-se observar o limite extremo desta unidade, a um metro de profundidade (Figura 34) e com espessura de aproximadamente 1,8 metros aumentando para leste. Este limite extremo mostra que, em subsuperfície o contato entre a barreira holocênica e a planície paleolagunar estaria deslocado 250 m para oeste em relação ao mapeamento de Anjos (2010).

Na marcação 1220 m (Figura 35) este pacote encontra-se a 2 m de profundidade, com 6 m de espessura. Estes refletores caracteristicamente com grande continuidade lateral apresentam-se em alguns locais com ondulações de grande comprimento de onda e pequena amplitude. Podem se observar também em alguns pontos truncamentos por mudança de ângulo da estratificação. Esta unidade corresponde aos depósitos da face praial. Abaixo desta unidade, e acima da Sf1-Dc, observa-se uma interdigitação entre os refletores sigmoidais (radarfácies Fs-Sg) progradando para oeste e os refletores lenticulares (Fs-Lt).

Entre as marcações 1250 e 1420 m, pode-se observar que o mergulho da superfície Sf1-Dc acentua-se em direção ao mar. Entre as superfícies Sf2-Dc e Sf3-Dc observam-se ainda refletores tabulares ou levemente acanalados em progradação para leste, com truncamentos por mudanças de ângulo dos estratos tabulares (Figura 36).

Os sedimentos eólicos nesta seção estão caracterizados pela estratificação cruzada planar, radarfácies Tbi e Tbb, e por refletores ondulados, correspondente às dunas frontais já próximas à praia (Figura 36).

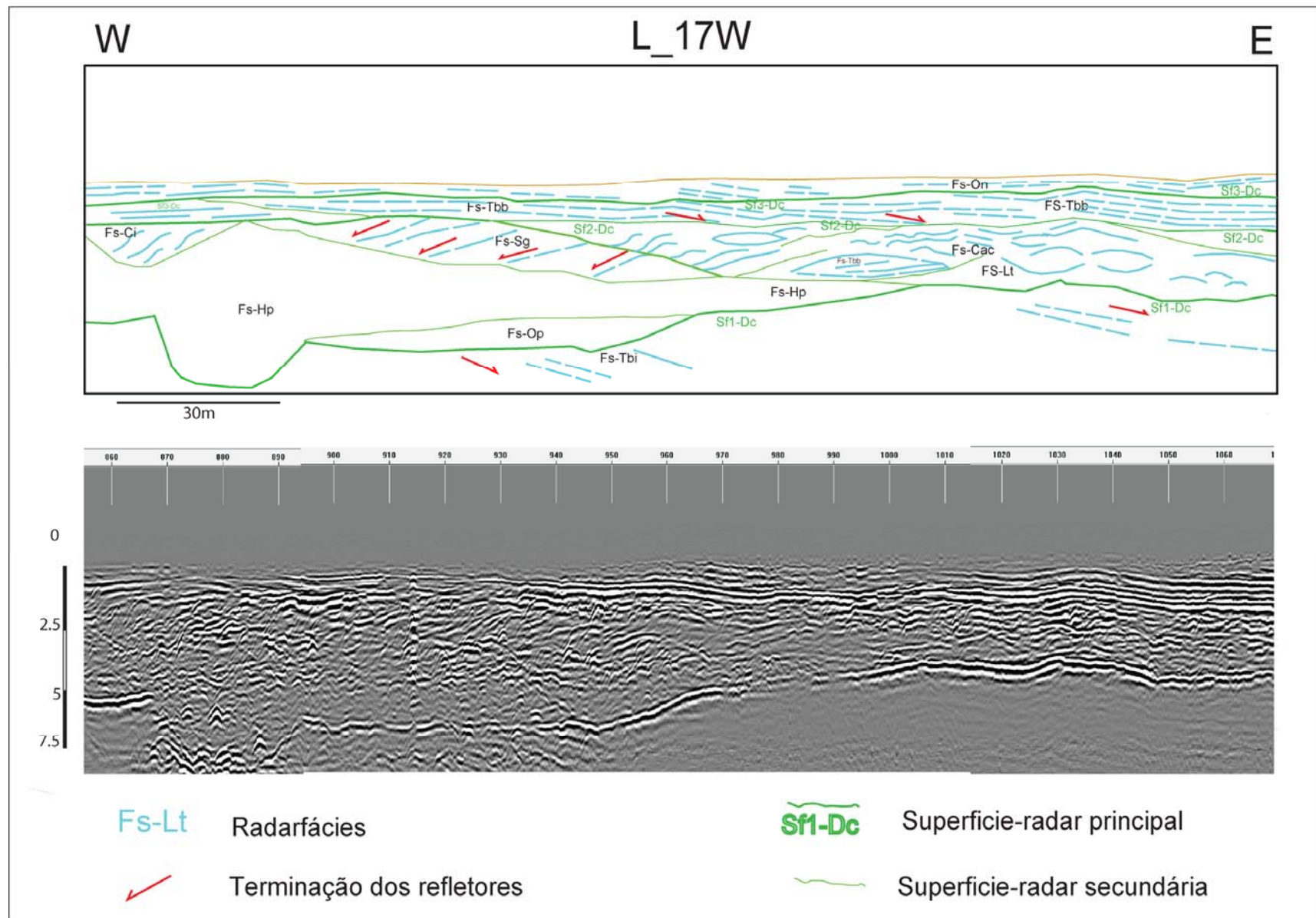


Figura 34: Radargrama da seção L_17_W entre as marcações 860 e 1060. No canto inferior esquerdo observa-se canal inciso na superfície Sf1-Dc.

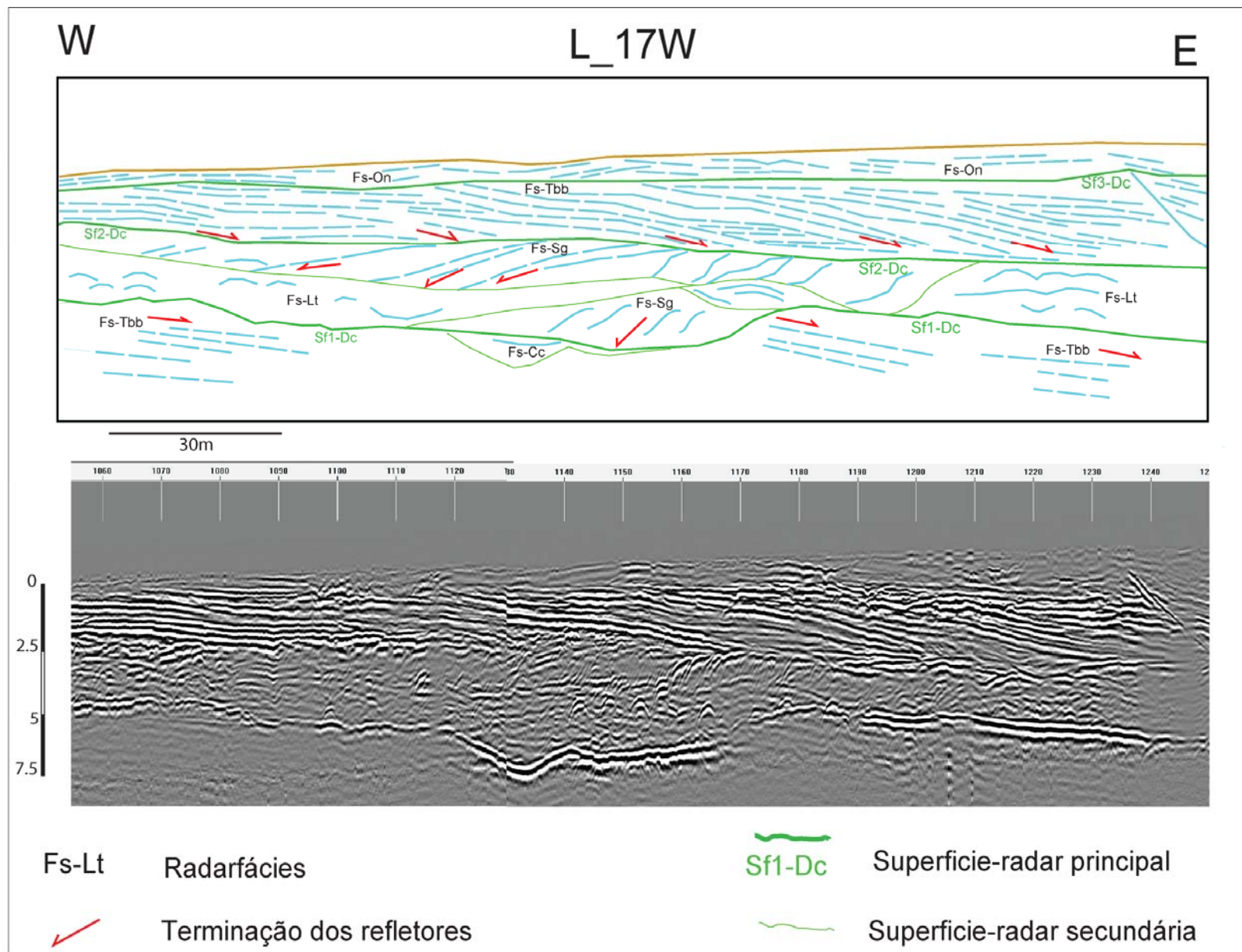


Figura 35: Radargrama da seção L_17_W entre as marcações 1060 e 1240. Notar sentido de progradação dos refletores.

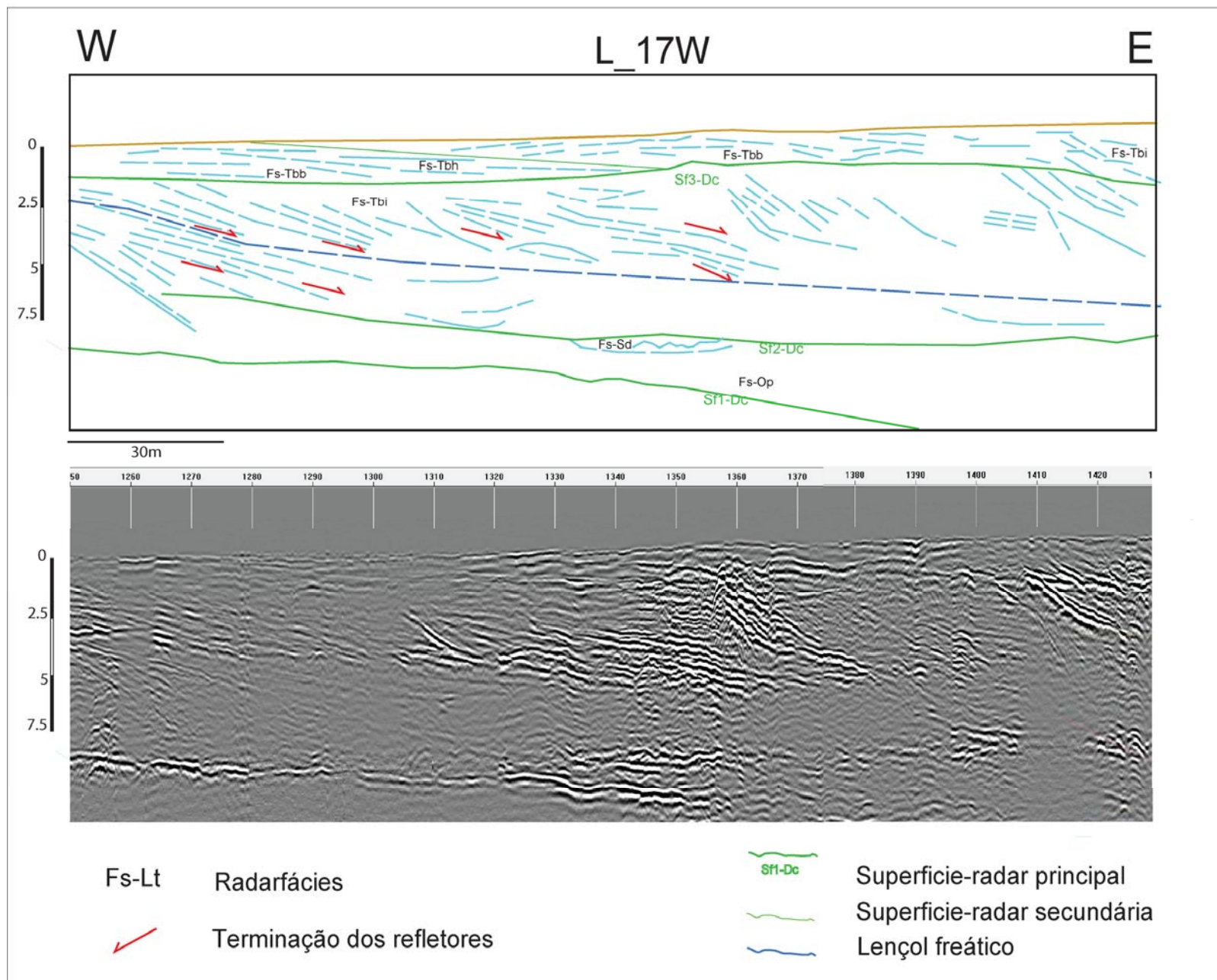


Figura 36: Radargrama da seção L_17W entre as marcações 1260 e 1420 metros. O refletor diáfano em aparente truncamento das estruturas está associado ao topo do lençol freático.

No radargrama da seção L_19E (Figura 37), posicionada mais ao norte e paralela à L_17W, podem-se observar estratificações cruzadas acanaladas de grande porte (radarfácies Fs-Ag) truncando refletores tabulares (Fs-Tbb). Estas feições foram interpretadas como escarpas erosivas na face praial produzidas por eventos de tempestades.

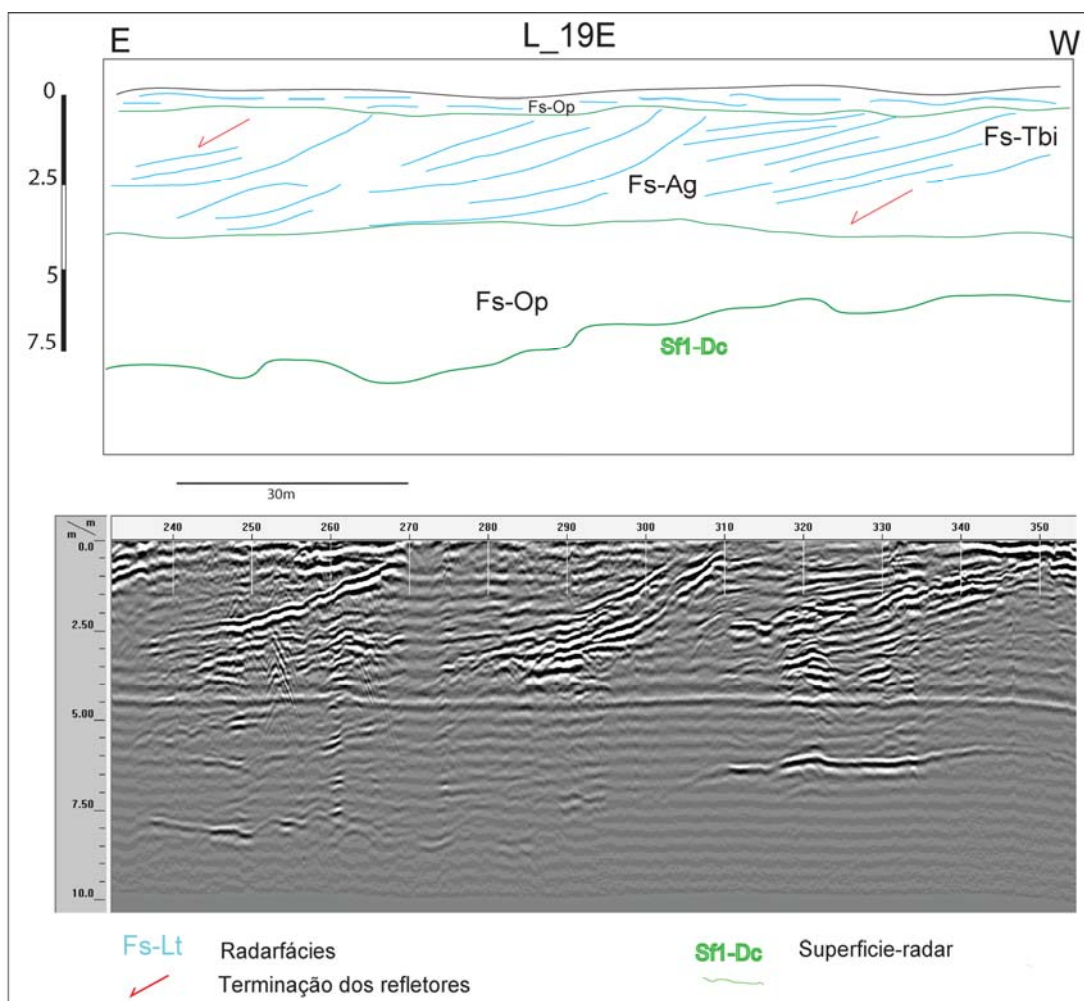


Figura 37: Radargrama da seção L_19E com traçado das superfícies de radar e das terminações dos refletores.

No radargrama da seção L_23S (Figura 38) pode-se observar a superfície Sf1-Dc a aproximadamente 5 metros de profundidade, com radarfácies sigmoidais Fs-Sg em *downlap* sobre a mesma, com direção de migração para sul. Acima desta unidade observam-se refletores lenticulares côncavo-convexos (Fs-Lt). Observa-se neste horizonte, delimitado na base pela superfície Sf2-Dc e no topo por Sf3-Dc, paleocanais com preenchimento por radarfácies Fs-Cc e Fs-Ci. Sobre a superfície Sf3-Dc ocorrem refletores tabulares de muito baixo ângulo (radarfácies Fs-Tbb) com progradação para norte.

O horizonte superficial apresenta em alguns pontos refletores levemente ondulados, descontínuos e por vezes truncados, sendo de difícil distinção no radargrama do tipo de cobertura, sendo comumente observado na área os solos residuais e os aterros de implantação de vias (Figura 39).

No entanto sua estruturação ondulada muitas vezes parece acompanhar a topografia preexistente, em forma de depressões e cristas baixas podendo estar relacionados à presença de lençóis arenosos.

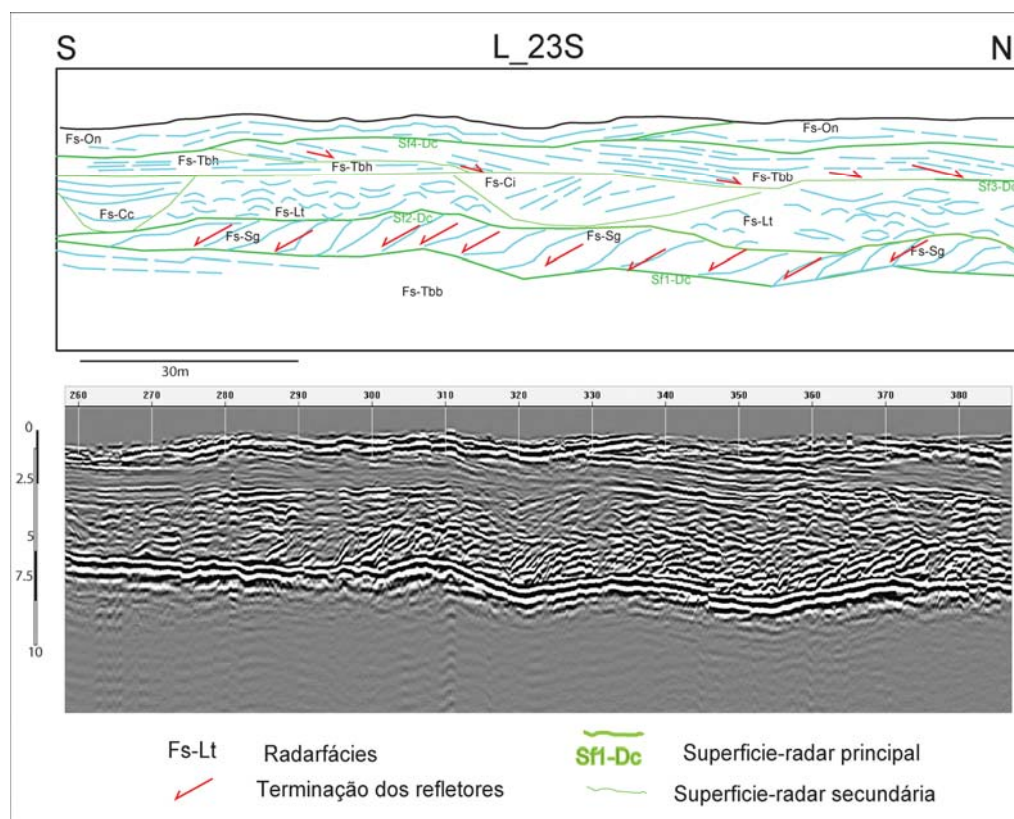


Figura 38: Radargrama da seção L_23_S. Pode se observar as formas sigmoidais com migração para sul.



Figura 39: Corte na estrada próximo ao VT-06. Notar aterro acima dos depósitos arenosos.

Os solos de cobertura na região onde foram levantadas as seções são horizontes lateralmente contínuos, com espessuras médias de 0,8 m, constituídos essencialmente por areia fina, de cor branca, sem estruturação visível nos locais observados (areia maciça) com abundante matéria orgânica, raízes e bioturbações.

A piçarra, produto de enriquecimento epigenético comumente observado na região, é caracterizada pela coloração marrom escuro devido à presença de óxidos e hidróxidos de ferro em sua constituição predominantemente arenosa. Próximo ao VT-5, em corte de valeta paralelo e às margens da mesma estrada observa-se que o horizonte de piçarra está subjacente a um horizonte arenoso de 0,4 metros de espessura (Figura 40). Neste local percebe-se também o nível freático bastante raso, provavelmente pela proximidade do Rio Perequê.

Na marcação 930 m foi executado um furo de vibrotestemunhador (VT-05) para interceptação da radarfácies Fs-Tbb (Figura 41).

Apesar da recuperação não ter sido satisfatória, o trecho de testemunho amostrado apresenta um material constituído por areia fina com enriquecimento epigenético (piçarra) e laminações tabulares plano-paralelas de baixo ângulo (Figura 42).

Na marcação 1250 m foi executado o VT-6 (Figura 43), que recuperou material constituído predominantemente por areia fina com laminação cruzada de baixo ângulo, com lâminas e lentes de areia grossa intercaladas, ocorrem tubos *Ophiomorpha* de *Callichirus*. A porção superior do testemunho, de areia fina bem selecionada sem estruturação, foi interpretada como de ambiente eólico (Figura 44).



Figura 40: Escavação para drenagem pluvial. Observa-se no corte um horizonte de “piçarra” logo abaixo das areias de cobertura. Local próximo ao VT-5.

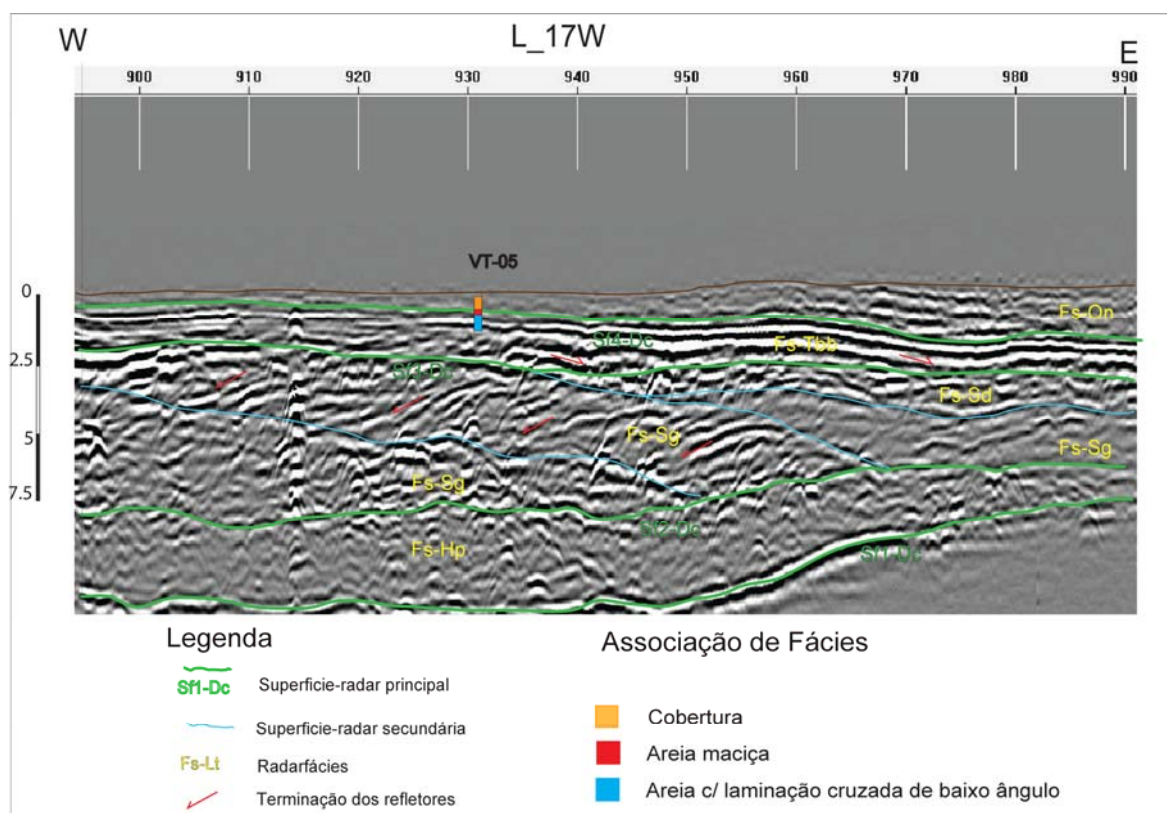


Figura 41: Detalhe do radargrama da seção L_17W entre as marcações 900 e 980 com o VT-05.

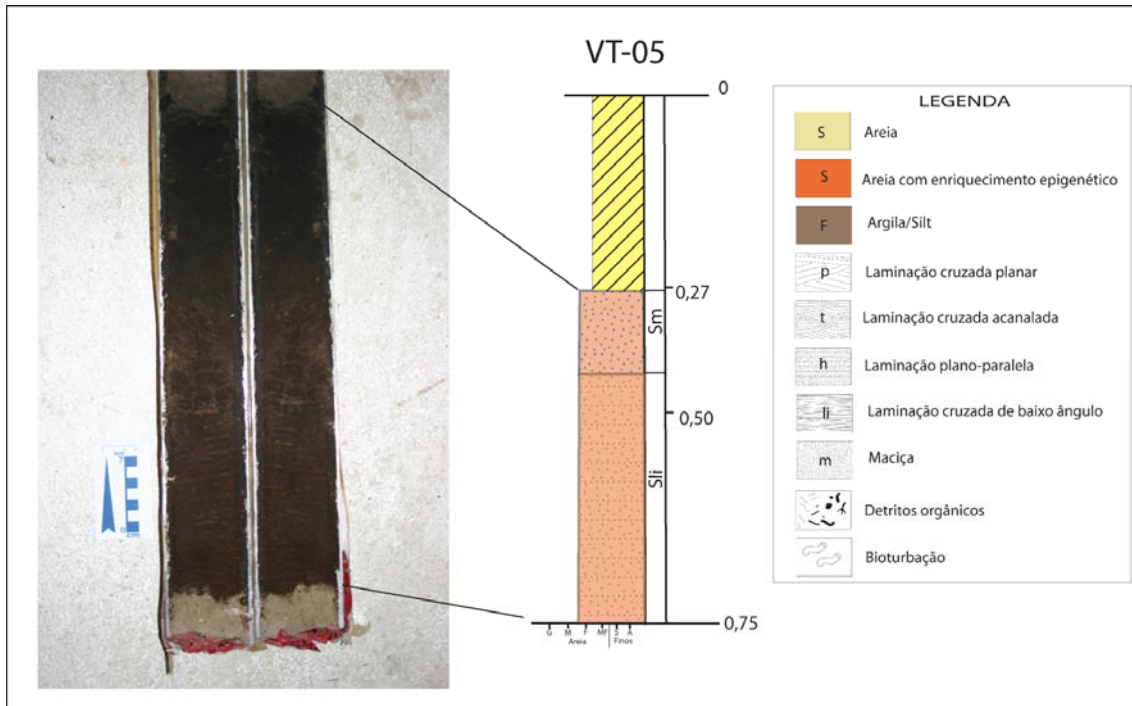


Figura 42: Perfil do VT-05 com fotografia do testemunho. De 0 a 0,27 m o material é aterro de implantação de vias..

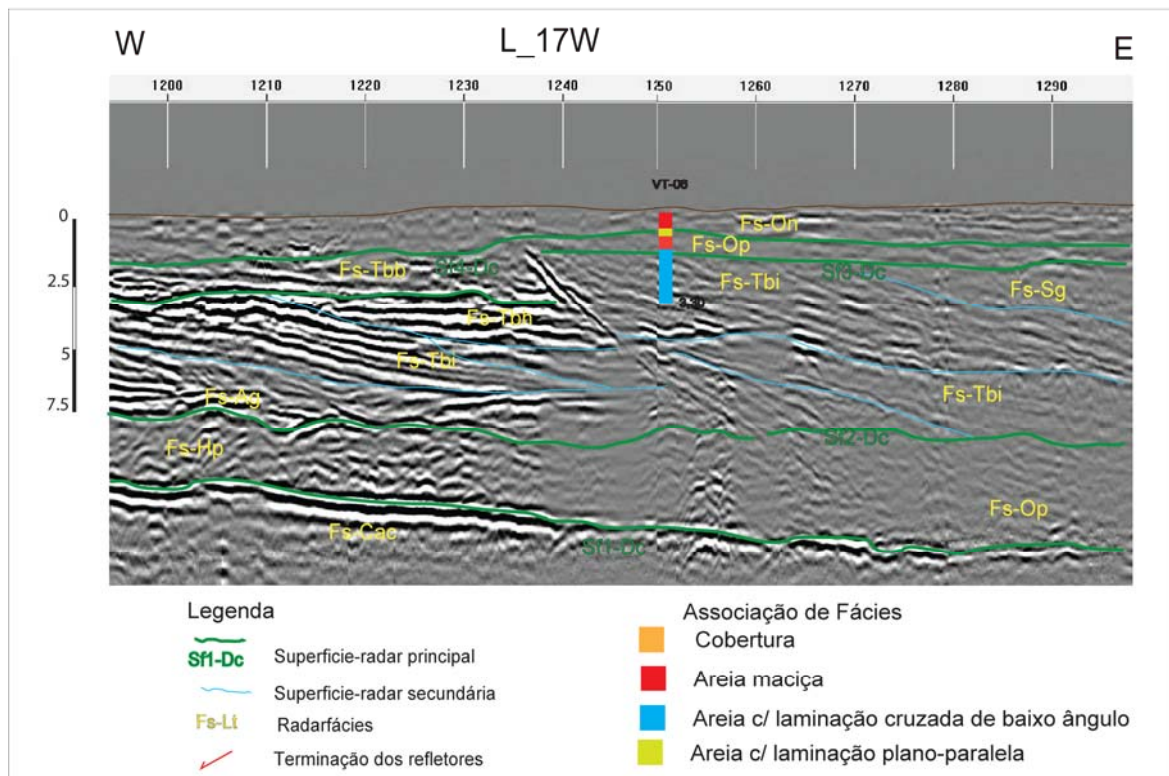


Figura 43: Detalhe do radargrama da seção L_17W entre as marcações 900 e 980 com o VT-06. Pode-se observar a esquerda do VT-06, feição planar mergulhando para leste.

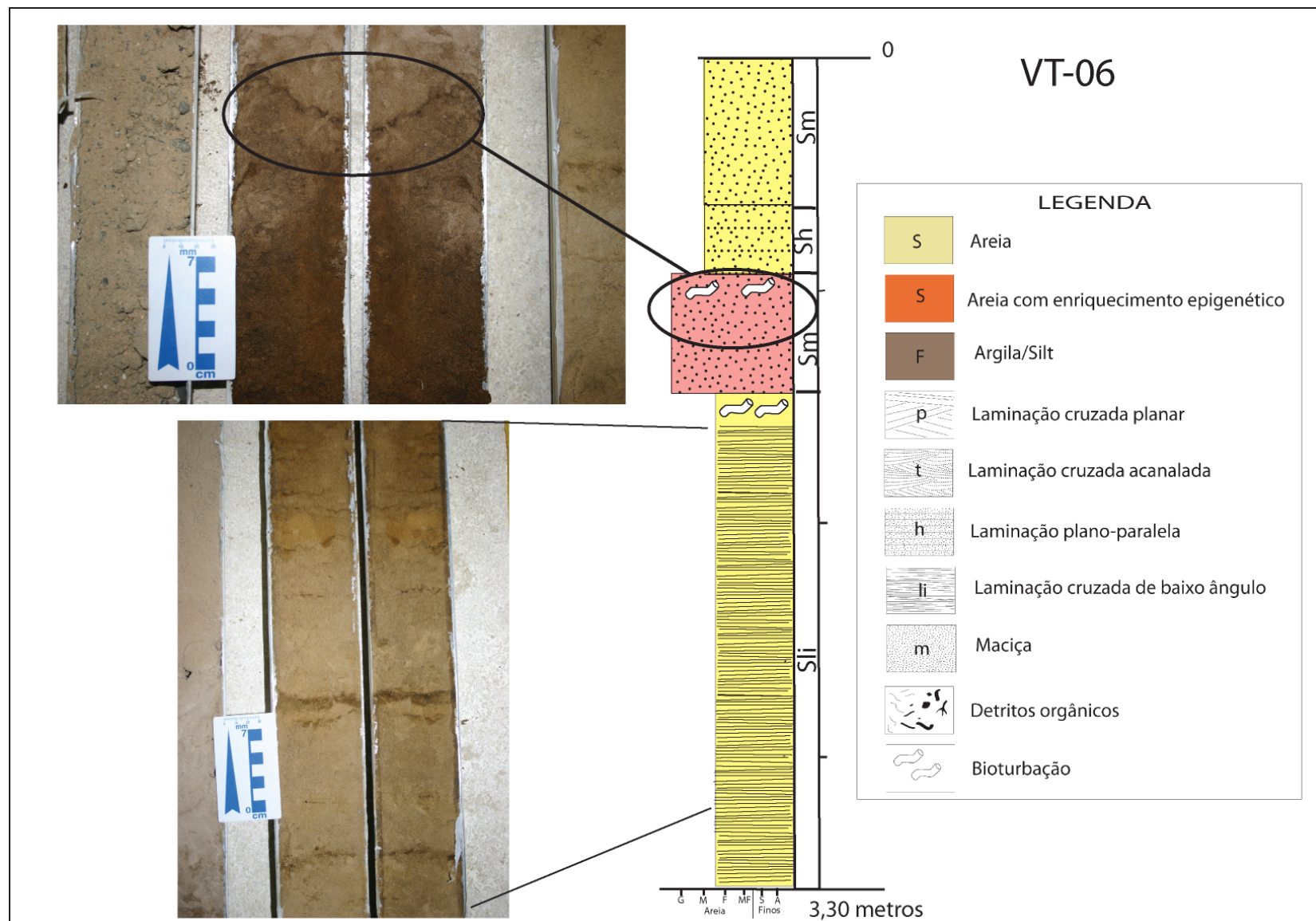


Figura 44: Perfil do VT-05 com fotografia do testemunho. Pode-se observar no detalhe tubos *Ophiomorpha* de *Callichirus*.

4.4.2 Bloco sul

O Bloco sul da área de estudo, à exceção do horizonte superficial e da fácies eólica, apresenta características nos radargramas bastante diversas do Bloco norte, e foi definido pela área de abrangência das seções L_07W, L_02W e L_04S (Figura 45).

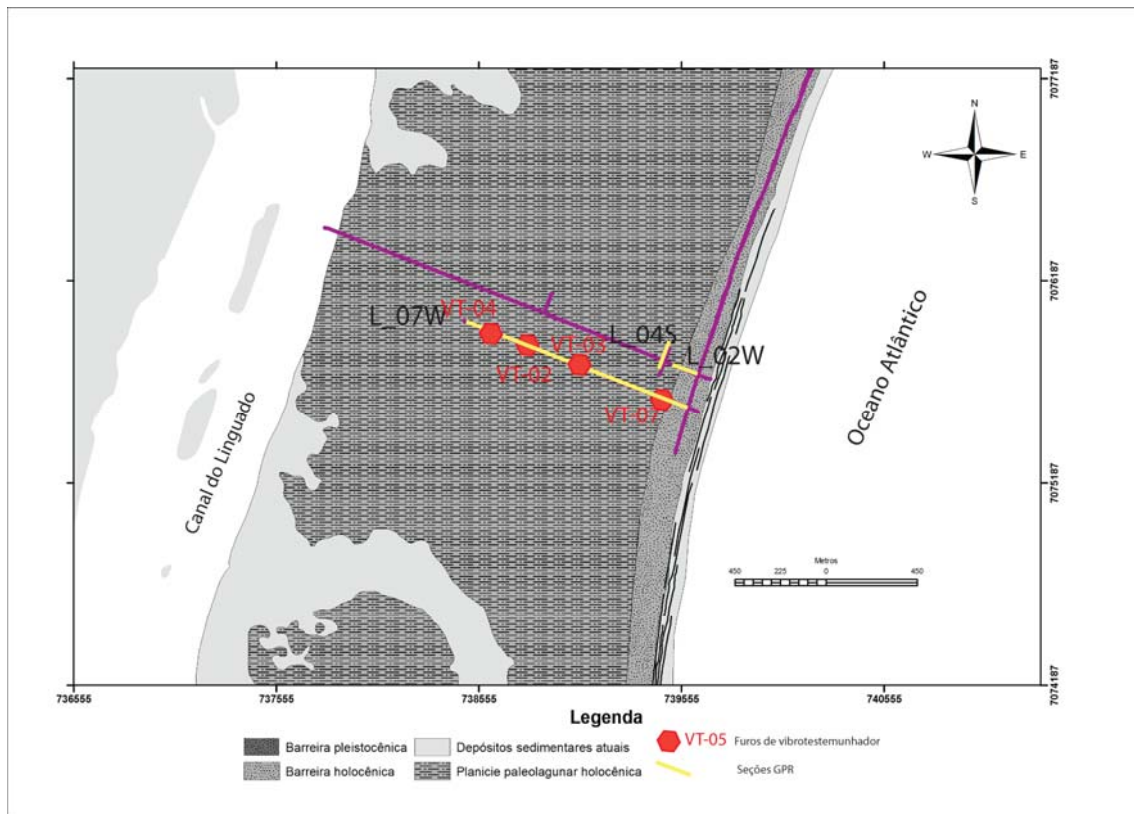


Figura 45: Seções de georradar e sondagem no Bloco sul.

A fácies eólica apresenta as feições já identificadas no Bloco norte, com refletores convexos, tabulares com truncamento e acanalados. As radarfácies representativas são a Fs-Ag, Fs-On e Fs-Tbi. Os refletores tabulares plano-paralelos (Fs-Tbi e Fs-Tbb) abaixo do horizonte de cobertura e dos depósitos eólicos neste setor são descontínuos, obliterados por uma série de paleocanais de variados formatos, dimensões e padrões de preenchimento (radarfácies Fs-Ci, Fs-Ch, Fs-Cc), além de feições sigmoidais com progradação para oeste (Figura 46).

A seção L_07W, representativa do Bloco sul, está posicionada perpendicularmente à linha de costa, com sentido oeste-leste, iniciando a 500 m do canal do Linguado e avançando 1.240 m em direção ao oceano. Nesta seção foram executados quatro furos com o vibrotestemunhador.

No início da linha, entre as marcações 0 e 180 m, pode-se observar que os refletores da radarfácies Fs-Tbb e Fs-Tbi apresentam-se com grande continuidade lateral em forma de cunha com truncamentos internos, de grande amplitude de sinal e em *downlap* de muito baixo ângulo, com mergulho para oeste (Figura 46). Abaixo deste horizonte, observa-se um corpo alongado sigmoidal com progradação também para oeste. Na base da sequência, refletores lenticulares da radarfácies Fs-Lt ocorrem em horizonte de 5 m de espessura sobre Sf1-Dc.

Entre a marcação 390 e 640 m observa-se um sistema de paleocanais com refletores inclinados e subhorizontais em seu interior produto de acreção lateral e vertical. Estas estruturas truncam refletores tanto no horizonte entre as superfícies Sf3-Dc e Sf4-Dc, com refletores da radarfácies Fs-Tbb em progradação para oeste, como no horizonte abaixo deste, com refletores tabulares da radarfácies Fs-Tbi progradando para leste (Figura 47), o que evidencia reativações do sistema de canais durante os eventos deposicionais que deram origem às unidades.

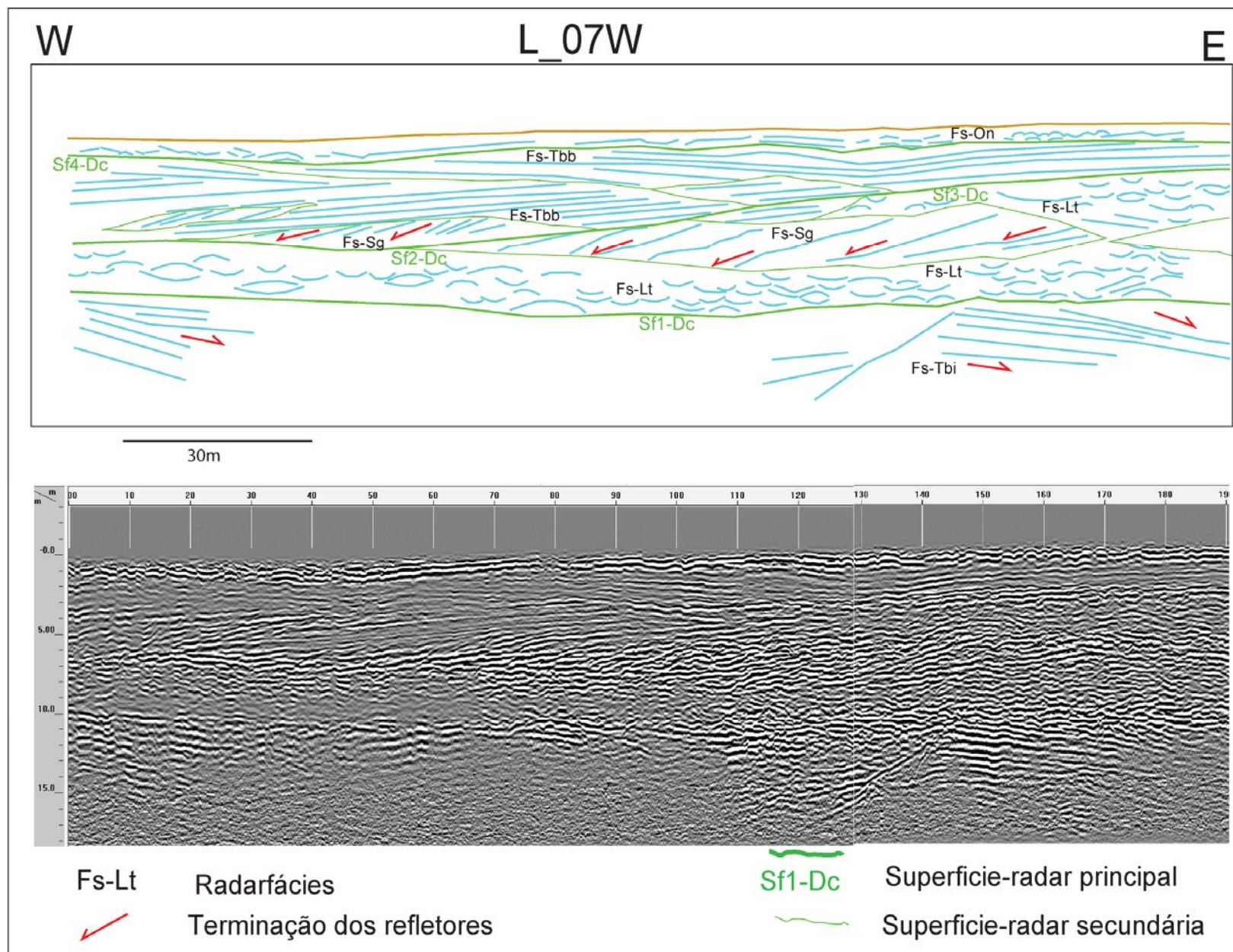


Figura 46: Radargrama da seção L_07W. Podem-se observar refletores com progradação para oeste acima da Sf1-Dc.

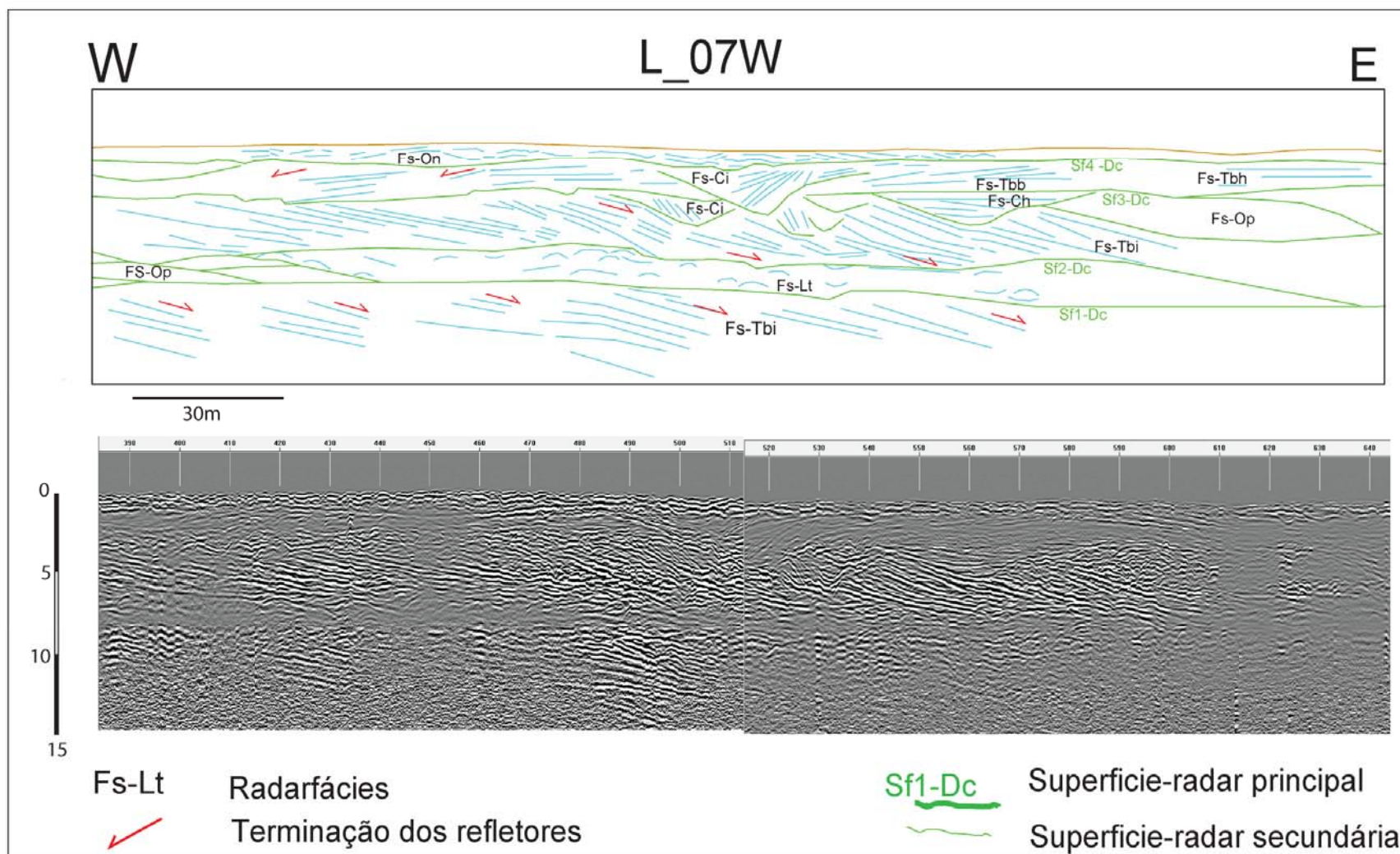


Figura 47: Radargrama da seção L_07W na marcação 390 a 640 metros. Podem-se observar refletores abaixo de Sf1-Dc progredindo para leste.

Neste radargrama o empilhamento da sequência praial/marinha é bastante complexo, provavelmente sob a influência de canais estuarinos ou de maré.

Na extremidade leste da seção, entre os marcadores 1040 e 1100 m e acima da Sf1-Dc, pode-se observar um empilhamento de refletores sub-horizontais, em um padrão agradacional. No horizonte inferior, abaixo da Sf1-Dc, os refletores progradam claramente para leste, com seu horizonte mergulhando suavemente em direção ao oceano (Figura 48).

Na porção superior do radargrama pode-se observar o contato entre as dunas eólicas, com *sets* de laminações tabulares plano-paralelos com truncamento (Figura 48), sobrepostas aos sedimentos de ambiente praial e marinho subjacentes, podendo-se distinguir também o contato entre os sedimentos eólicos e os materiais de cobertura.

No radargrama da seção L_02W, paralela à seção L_07W, pode-se observar contato entre os refletores tabulares) com truncamento(Fs-Tbb e Fs-Tbi) associados às dunas frontais em contato com refletores ondulados (Fs-On) associados aos cordões litorâneos (Figura 49).

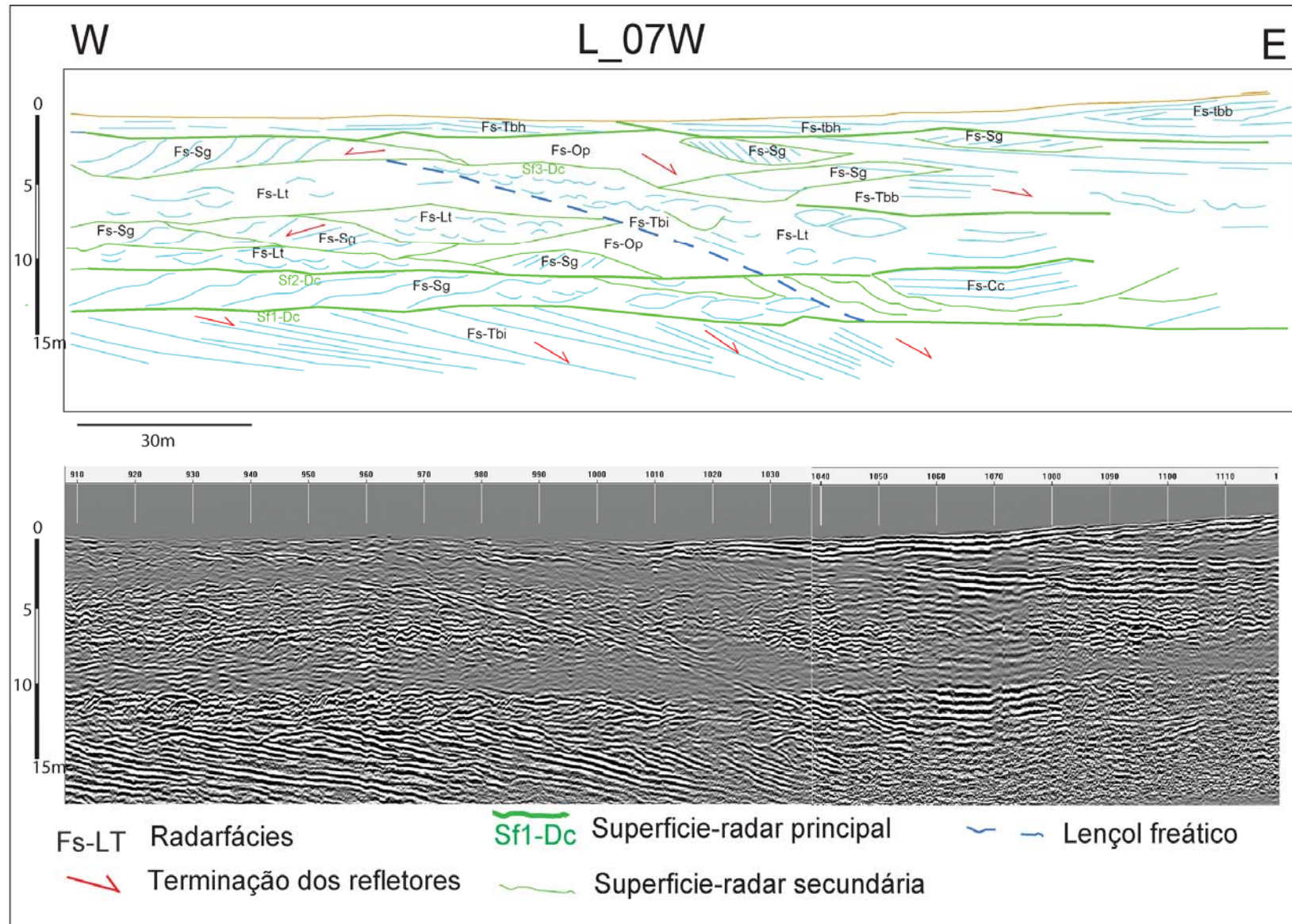


Figura 48: Neste radargrama da L_07W é bastante evidente a atenuação de sinal produzida pela cunha salina, visível como um ruído do tipo “flocos de neve” na extremidade leste da seção, já próximo ao mar.

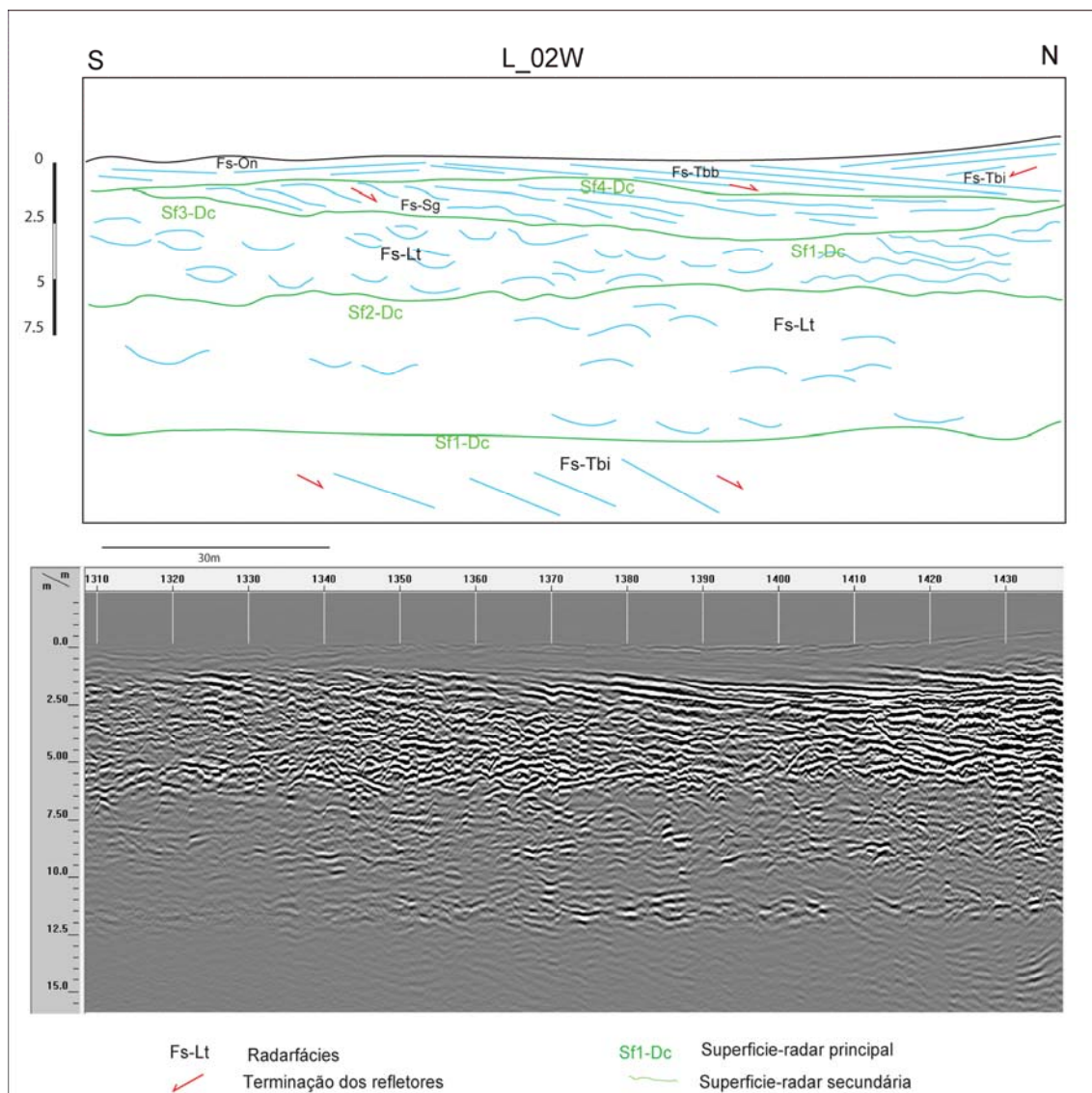


Figura 49: Radargrama da seção L_02W. Observa-se no canto inferior direito estratificação cruzada tabular associada às dunas frontais.

O VT-04, executado na marcação 180 m, interceptou a radarfácies Fs-Tbb (Figura 50), recuperando horizonte relativamente homogêneo de areia fina de cor verde muito claro, com pontuações ou lentes de matéria orgânica associadas às fácies Sli e Sp (Figura 51) concordantes com a estratificação cruzada de baixo ângulo. Na fácies Sli pode-se observar pequeno canal truncando a laminação, com preenchimento por argila. Entre as superfícies Sf3-Dc e Sf4-Dc, caracterizada por refletores lenticulares, o testemunho interceptou horizonte de areia fina com laminação cruzada planar (Figura 51).

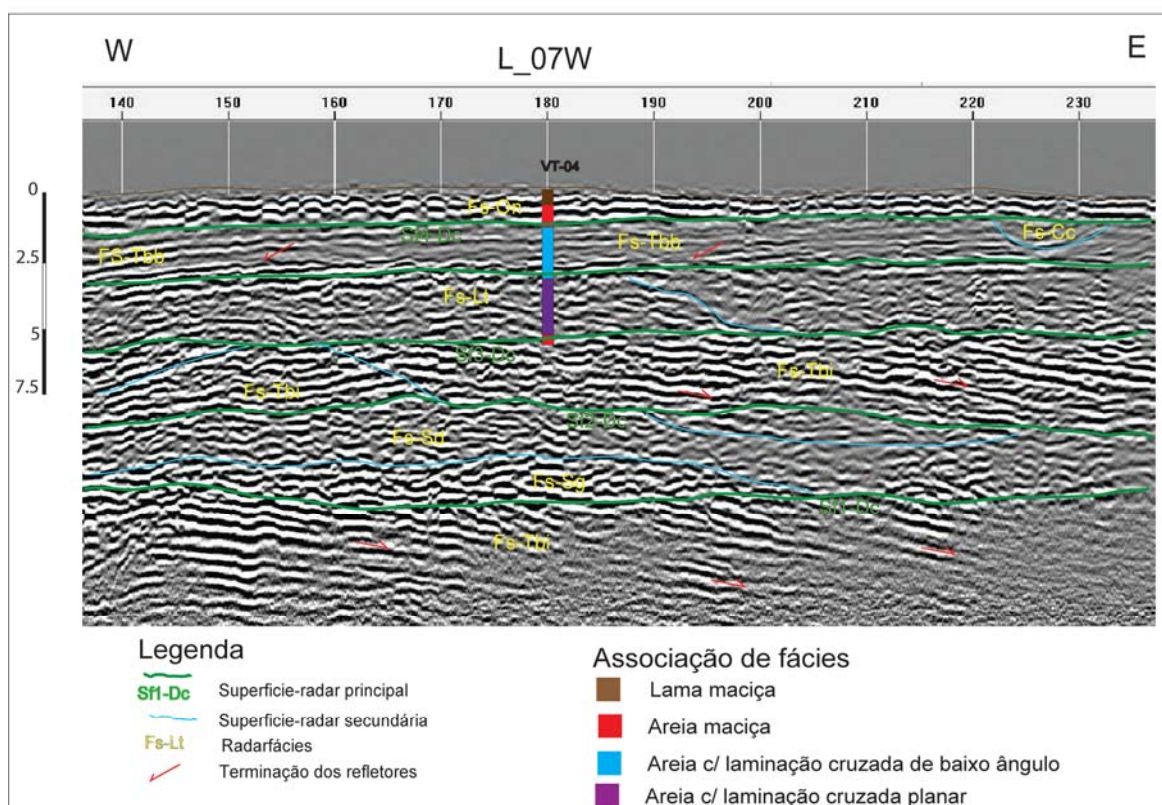
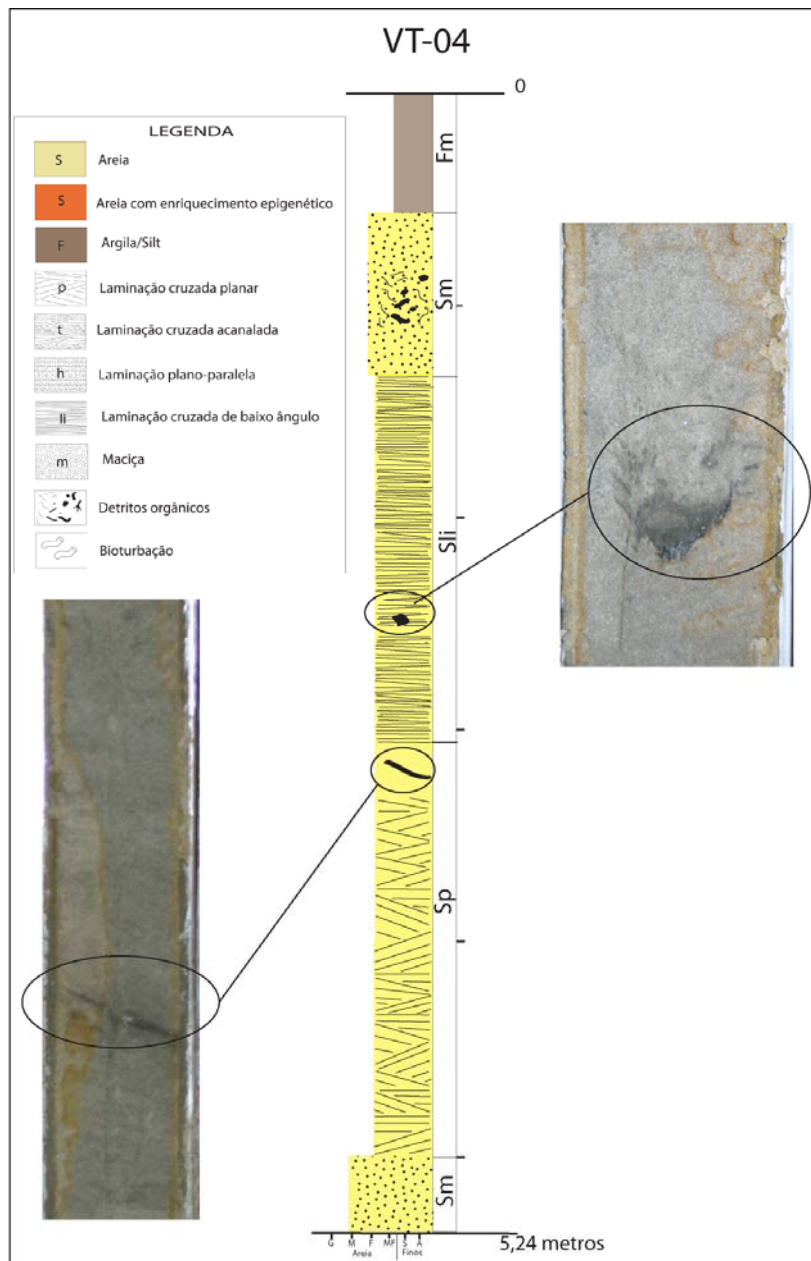


Figura 50: Radargrama da seção L_07W com o VT-04. Pode-se observar a correspondência entre os refletores e fácies descritas.

No VT-02 executado na estaca 400 (Figura 52), o perfil apresenta um horizonte inicial de material argiloso com matéria orgânica. Esse horizonte está em contato brusco com um pacote de areia fina de cor verde claro, seguindo novo contato brusco com horizonte argiloso, associado a sedimentos paleolagunares. A presença de areia média em meio à argila pode ser atribuída a leques de sobrelavagem.

Abaixo deste horizonte, observam-se estruturação tabular plano-paralela e laminações cruzadas acanaladas na base (Figura 54). O pacote subjacente, em contato brusco, é de areia média com laminações tabulares plano-paralelas de baixo ângulo. No radargrama, nesta posição, pode-se perceber que o vibrotestemunhador interceptou o contato entre um pacote de sedimentos de ambiente praiial na base, seguido de espesso pacote de sedimentos estuarinos associados a canais afogados, sendo que a colmatação dos mesmos é evidenciada pelo capeamento argiloso.



O VT-03 (marcação 555) foi executado sobre um paleocanal (Figura 53), e, apresenta distribuição granulométrica de sedimentos similar ao VT-02. Entre 0 e 2,20 m observam-se estruturas tipo flaser associada á estratificação cruzada acanalada (Figura 55) abaixo de uma camada de areia sem estruturação. De 2,20 a 5,35 m o testemunho apresenta areia cuja estruturação sofreu deformação durante o transporte,.

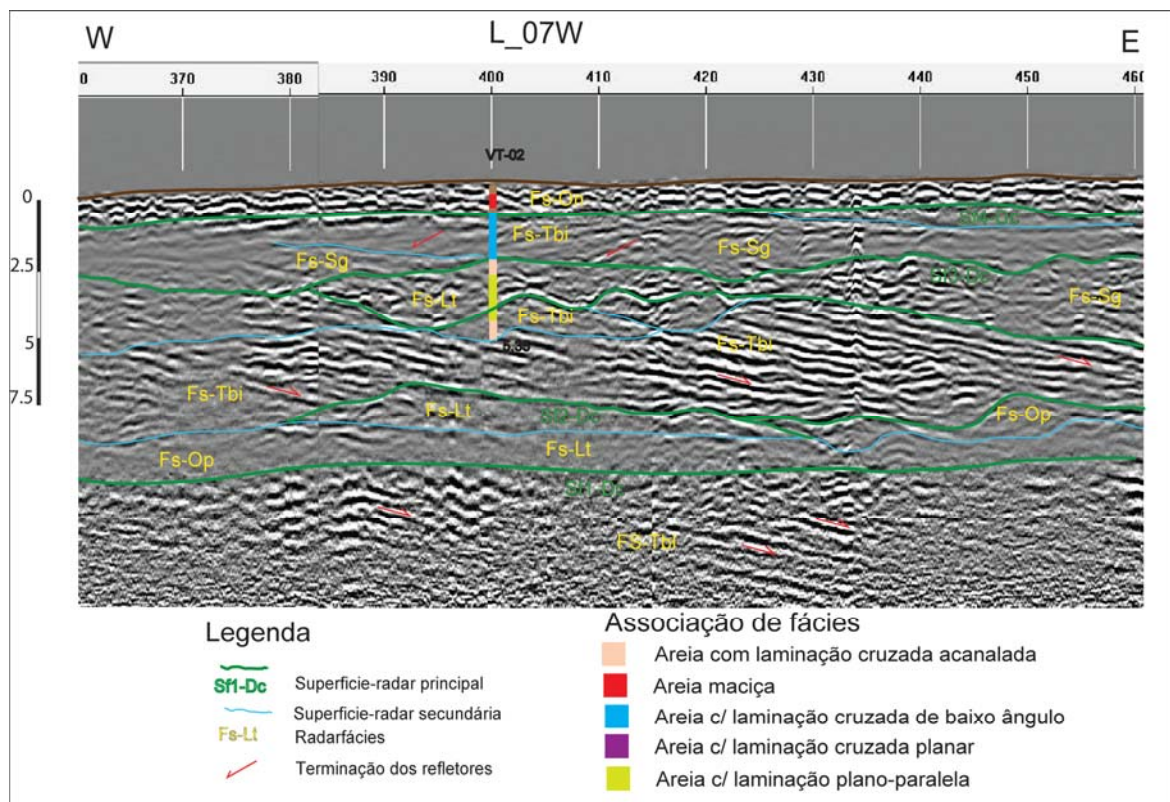


Figura 52: Radargrama da seção L_07W com o VT-02. Pode-se observar o alto contraste do horizonte de cobertura.

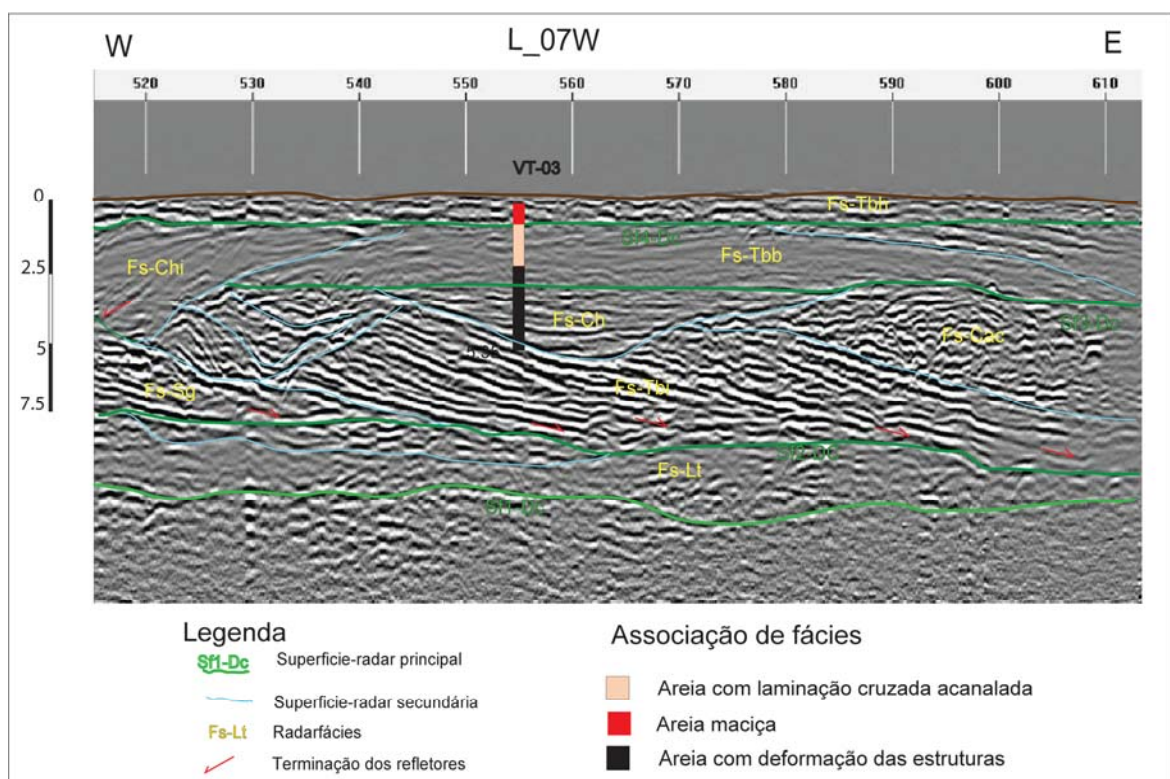


Figura 53: Radargrama da seção L_07W com o VT-03. De 2,20 a 5,35 m, o testemunho sofreu deformação no transporte.

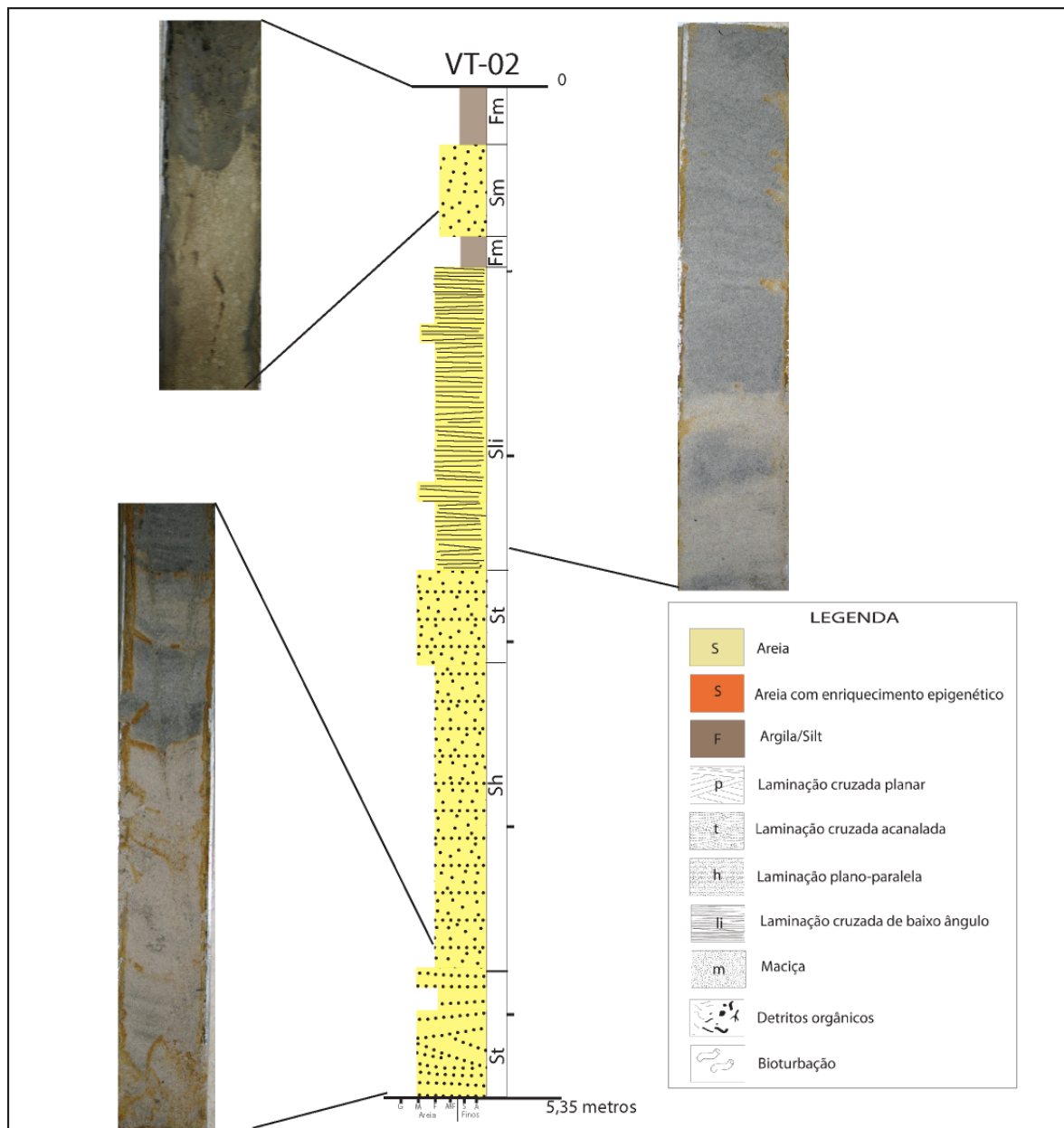


Figura 54: Testemunho e fácies do VT-02, executado na planície paleolagunar holocênica.

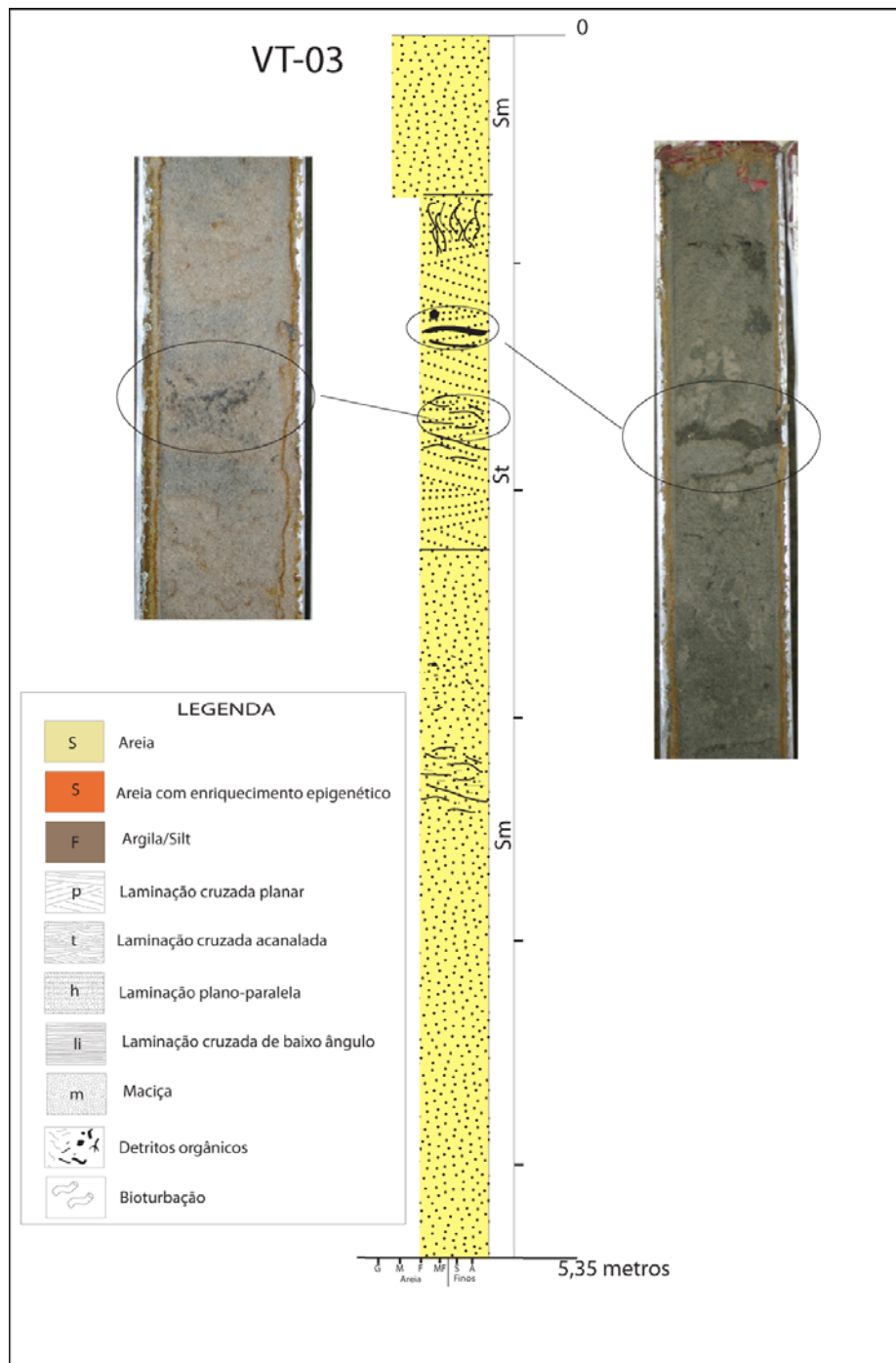


Figura 55: Testemunho e fácies sedimentares do VT-03. O trecho entre 2,20 e 5,35 metros sofreu deformação durante transporte.

No radargrama da seção L_04S, paralela à linha de costa, pode-se observar que o sistema de paleocanais exibe também orientação aparentemente transversal à linha de costa (Figura 56), truncando refletos e tornando a delimitação das unidades por vezes bastante complexa. Os refletos horizontalizados na porção superior do radargrama estão associados aos depósitos paleolagunares.

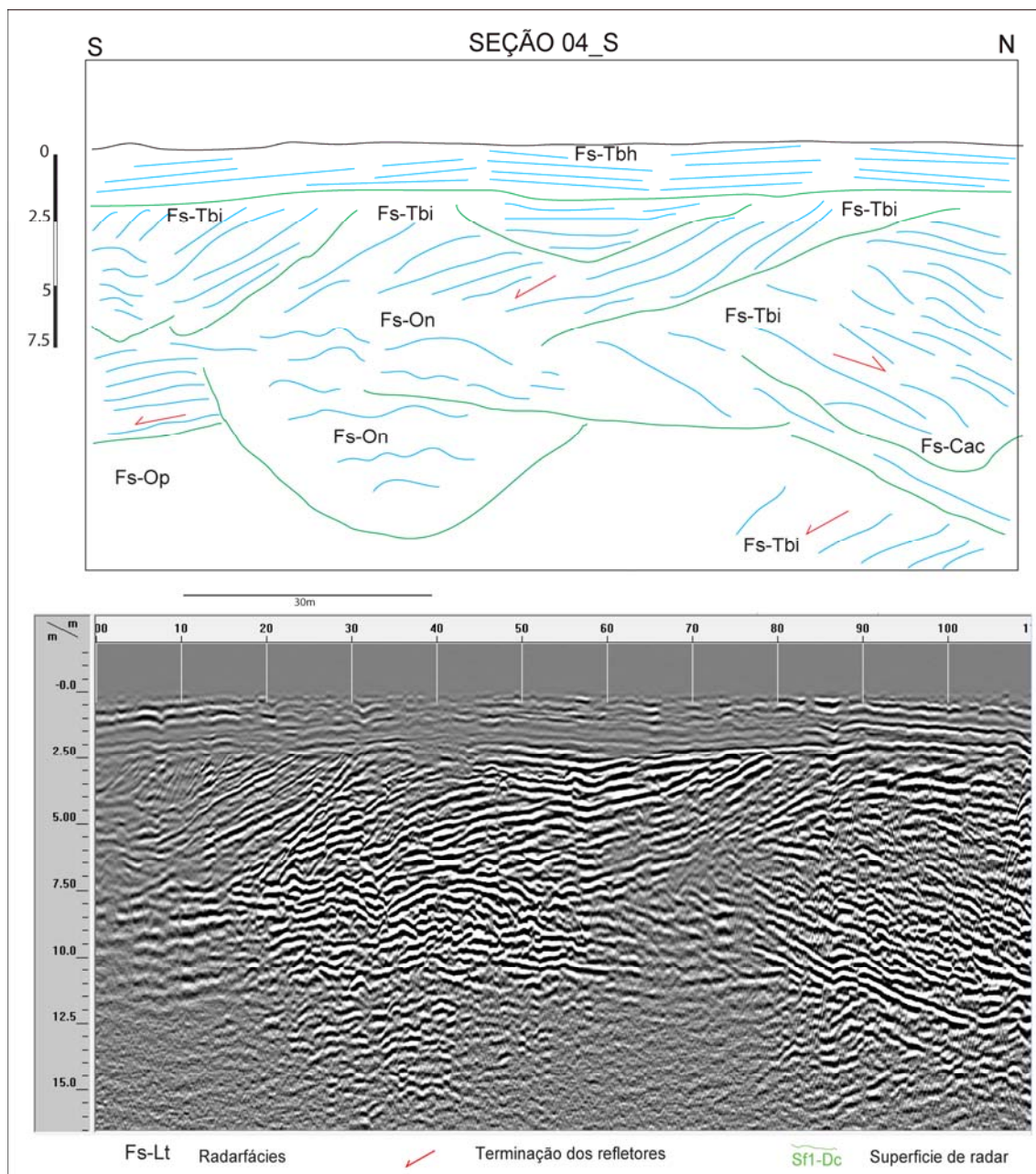


Figura 56: Radargrama da seção L_04S. Observam-se diversas gerações de paleocanais.

O VT-07 foi executado na marcação 975 m (Figura 57), e interceptou horizonte superior argiloso sem estruturação, constituído de areias muito finas, argila e matéria orgânica. Esse horizonte está sobreposto a uma sequência de areias finas com laminação tabular plano-paralela de baixo ângulo, com intercalação rítmica de lentes de areia com granulometria mais grossa e mal selecionada (Figura 58), as quais são indicativas de mudanças na energia de ondas em zona de espraçamento.

Na base do testemunho foram identificados tubos *Ophiomorpha* de *Callichirus*, com a estruturação passando gradualmente para laminações cruzadas acanaladas muito suaves e planares com truncamento na base.

Neste radargrama não se observa boa correspondência dos refletores com as fácies descritas no testemunho.

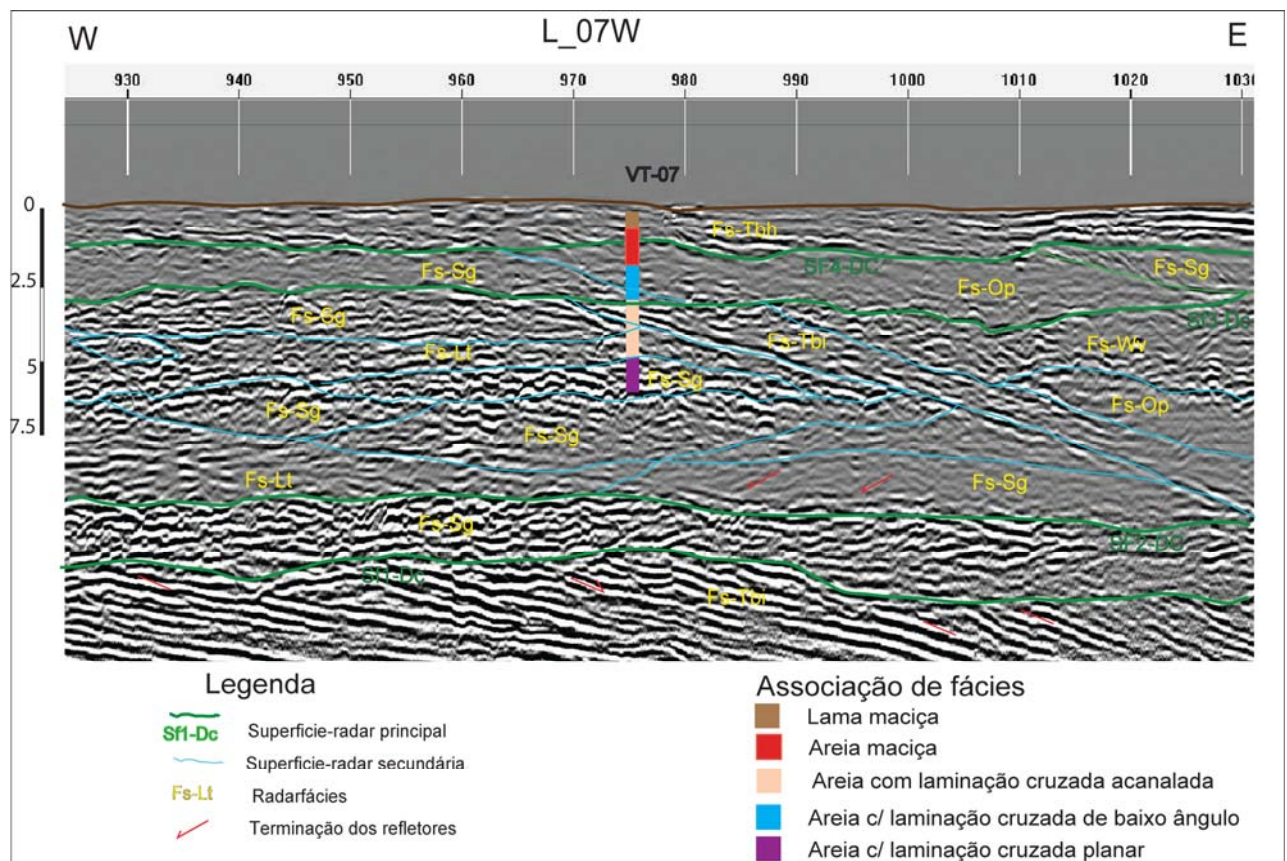


Figura 57: Radargrama da seção L_07W com o furo VT-07. Notar refletores com alto contraste abaixo da Sf1-Dc.

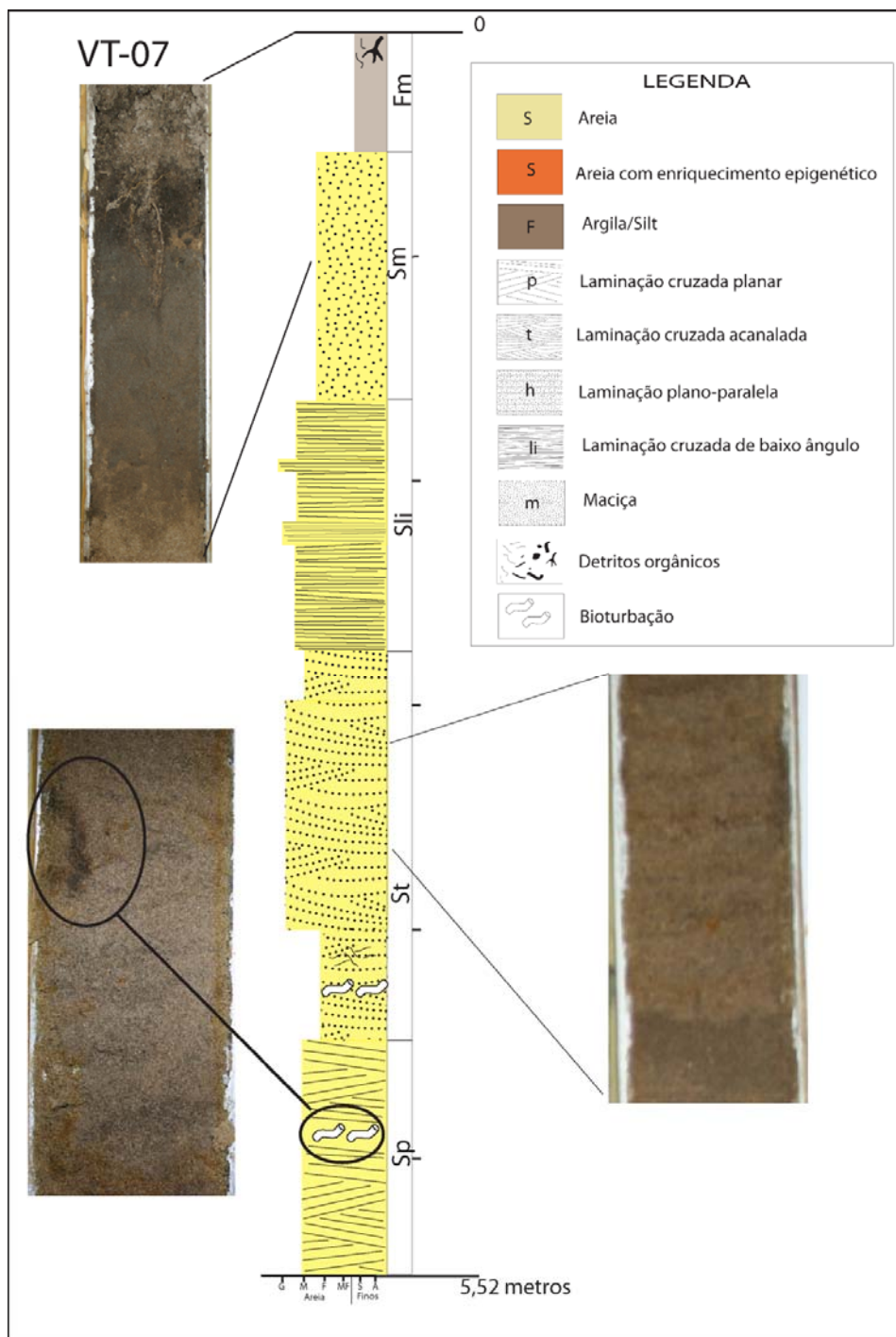


Figura 58: Testemunho do VT-07. Nos detalhes, estruturas sedimentares e tubos *Ophiomorpha* de *Callichirus*.

Em corte de valeta na linha L_02W, observou-se horizonte conchífero de *Anomalocardia brasiliiana*, aproximadamente 1,5 m abaixo de horizonte arenoso constituído por areia fina de cor branca (Figura 59).



Figura 59: A) Banco conchífero subjacente a horizonte de aproximadamente 1,2 metros de areias. B) detalhe das conchas de *Anomalocardia brasiliiana*.

No local da sondagem VT-4 pôde-se observar, em corte no barranco de aproximadamente 50 cm, horizonte de areia branca fina a média. Na base deste horizonte ocorre a transição brusca para o horizonte subjacente de “piçarra” de coloração marrom escuro e grãos mal selecionados (Figura 60).



Figura 60: Escavação para instalação do Vibrotestemunhador VT-04. Notar horizonte de piçarra logo abaixo de areia branca na superfície.

4.5 Tectônica

Estudos da neotectônica no Brasil vêm sendo desenvolvidos desde os anos 70, principalmente através da análise de feições morfológicas e estruturas geológicas. No entanto, evidências de feições associadas a falhas em sedimentos inconsolidados costeiros foram pouco descritas na literatura até o momento.

Na marcação 1240 m do radargrama da seção L_17W foi identificado um refletor de mergulho alto (43°), grande amplitude de sinal e de forma retilínea, nitidamente truncando os refletores tabulares de baixo ângulo e as superfícies de descontinuidades presentes que mergulham suavemente para leste (Figura 61). Os estratos apresentam diferença nos ângulos de inclinação da estratificação de $\sim 5^\circ$ (a oeste do plano de falha) e $\sim 19^\circ$ a leste do plano.

Não se observa a continuidade do plano no material de cobertura e abaixo da superfície Sf1-Dc, já que o sinal GPR perde resolução abaixo dos 7,00m de profundidade neste radargrama.

No radargrama da seção L_21W, localizada 600 metros em direção nordeste, pode-se observar o plano com inclinação de 30° mergulhando para leste, e truncando refletores tabulares (Figura 62).

No radargrama da seção L_19W a feição é também visível, com mergulho aparente de 35° . Apesar de não ser possível a observação da continuidade do plano na unidade abaixo da superfície Sf1-Dc, neste radargrama nota-se que o topo da unidade encontra-se com a cota elevada em relação ao observado nas outras seções (Figura 63).

Considerando-se que os radargramas apresentam corte aproximadamente transversal ao strike da estrutura, observa-se que a feição representa uma linha de intersecção no radargrama de um plano de falha com direção aproximada NE-SW, concordante com a atual linha de costa. No radargrama da seção L_07W a presença da estrutura não é clara, no entanto a presença próxima da cunha salina gera uma zona de sombra (perda de sinal) portanto não se podendo determinar com segurança a existência deste plano nesta seção.

No radargrama da seção L_07W observa-se entre 10 e 15 metros de profundidade, abaixo da superfície Sf1-Dc, um refletor de alto ângulo ($\sim 40^\circ$) mergulhando para oeste, truncando radarfácies tabulares de baixo ângulo que progradam em direção à bacia. Pode-se observar que as radarfácies a oeste deste plano apresentam-se com basculamento e mudança de atitude (Figura 64).

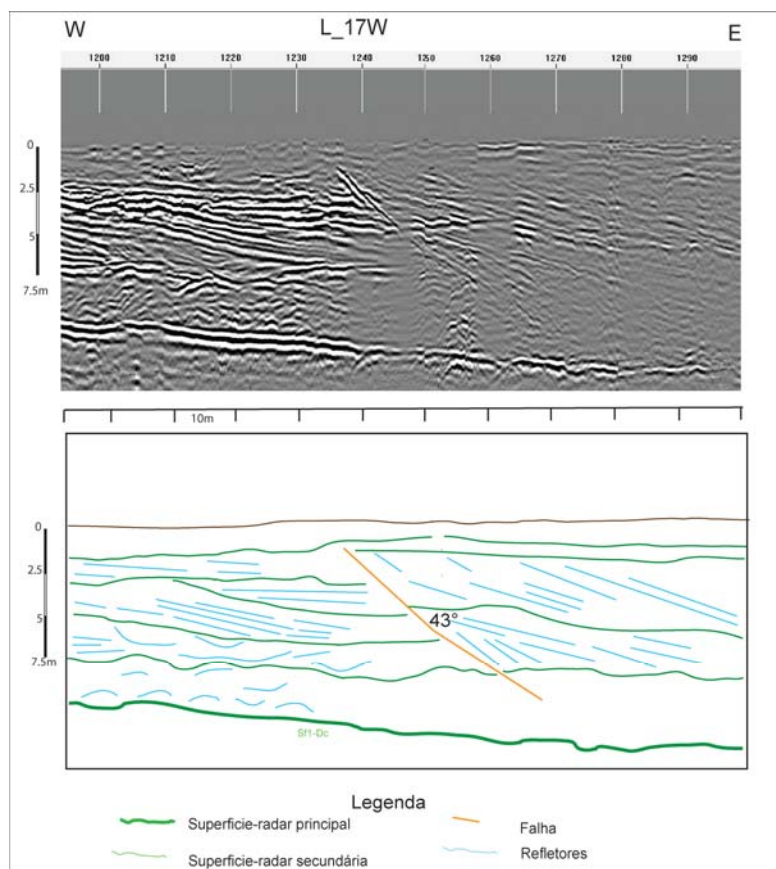


Figura 61: Falha truncando sedimentos sobrejacentes à Sf1-Dc na seção L_17W.

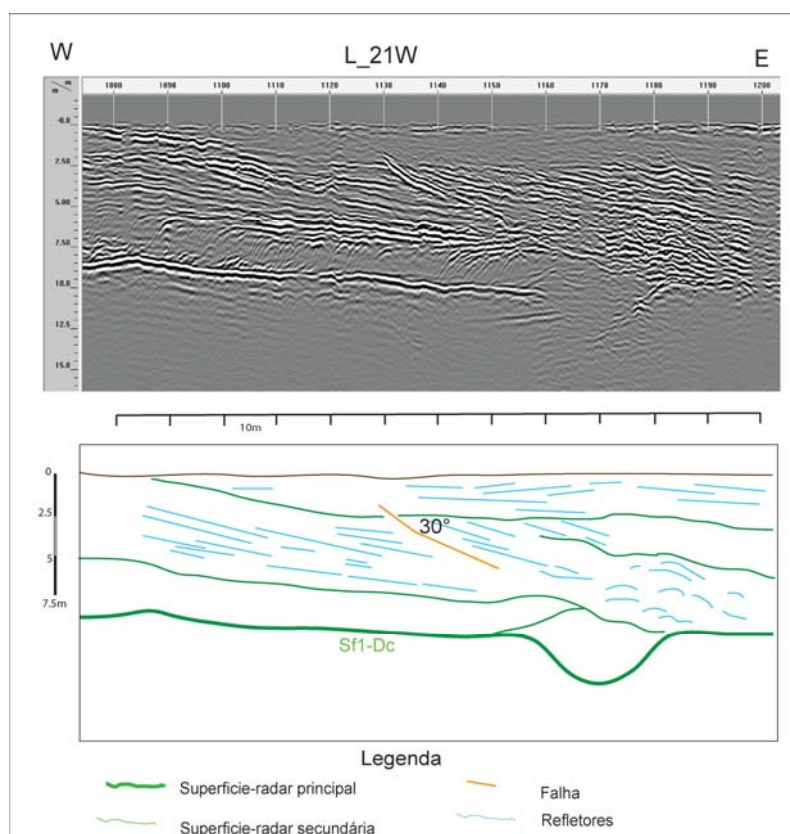


Figura 62: Falha truncando sedimentos sobrejacentes à Sf1-Dc na seção L_21W.

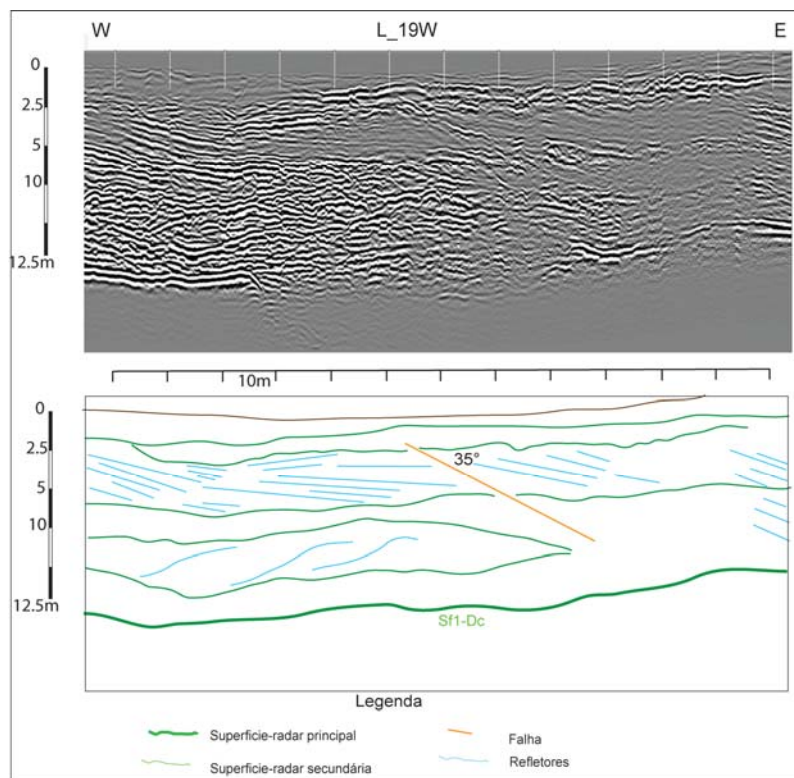


Figura 63: Falha truncando sedimentos sobrejacentes à Sf1-Dc na seção L_19W.

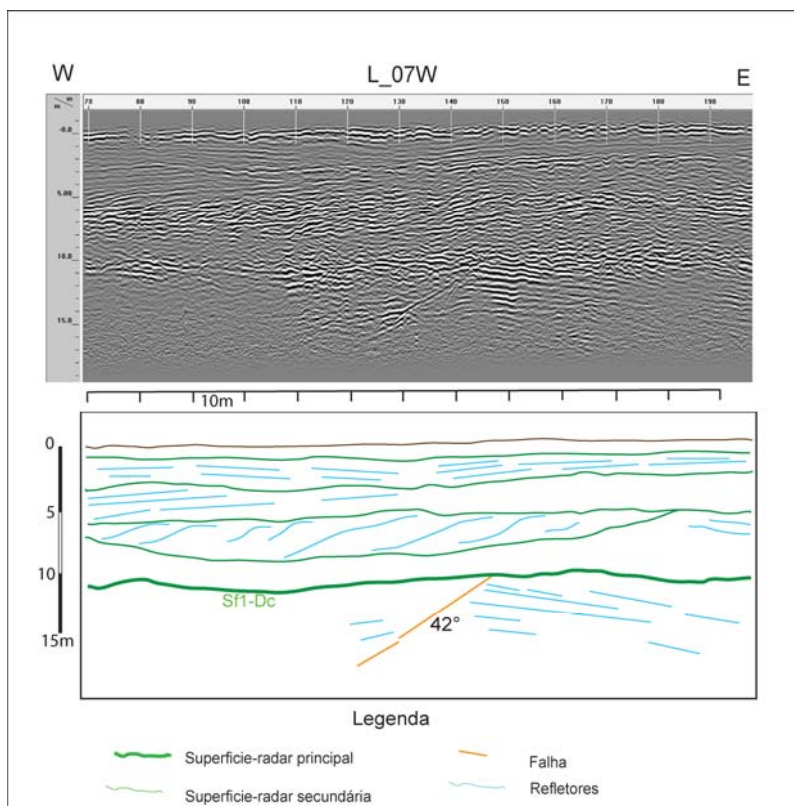


Figura 64: Falha truncando sedimentos posicionados abaixo da Sf1-Dc na seção L_07W.

5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos na sondagem foram bastante diversos aparentemente condicionados pela diferente constituição dos depósitos sedimentares entre os blocos norte e sul.

A constante dielétrica utilizada no levantamento GPR foi validada pelos dados litológicos dos testemunhos de sondagem, com boa correspondência entre as superfícies de radar e os contatos litológicos.

A superfície mais profunda identificada (Sf1-Dc) nas seções GPR ocorre nos dois blocos da área estudada, com características similares de amplitude de sinal, relevo em subsuperfície e caráter erosivo em relação às estruturas sotopostas em progradação contínua para leste, com diferença em relação à profundidade de ocorrência, que é expressivamente maior nas seções mais ao sul. Barboza *et al.* (2011) consideram como pleistocênica esta superfície, que representa uma discordância referente à última regressão marinha do Pleistoceno.

Barboza *et al.* (2009) observaram em barreiras na costa central do Estado de Santa Catarina padrões similares de progradação, cujo padrão de clinoformas oblíquas progradantes indicam nível do mar estável associado a grande aporte de sedimentos.

Angulo *et al.* (2009) identificaram superfície com padrão de reflexão similar na planície costeira paranaense correlacionando-a ao substrato pleistocênico. Esta superfície foi caracterizada também por Souza (2005), utilizando dados de testemunho e datação ^{14}C em profundidade similar.

A profundidade de ocorrência desta superfície é compatível com a superfície de ravinamento pleistocênica identificada na planície costeira de Paranaguá, conforme Souza (2005), Angulo *et al.* (2009), e Souza *et al.* (2012).

Inicialmente a atenuação de sinal GPR abaixo desta superfície (Sf1-Dc) foi atribuída a diferenças composicionais do substrato pleistocênico, o que segundo Barboza *et al.* (2010) e Caron *et al.* (2010), são resultado da precipitação de óxidos e matéria orgânica por enriquecimento epigenético, o que gera uma camada abaixo da qual as reflexões do sinal são perdidas.

Mudanças na amplitude de sinal podem estar ligadas a mudanças composicionais, de textura ou grau de seleção dos materiais constituintes, como os sedimentos com maior teor de argilas e matéria orgânica na região mapeada por Anjos (2010) como planície paleolagunar holocênica.

Da mesma forma, diferenças na compactidade produzem mudanças na amplitude do sinal GPR. Dillenburg *et al.* (2011) utilizaram o grau de compactação dos sedimentos como elemento de distinção entre depósitos de cordões dunares (baixa compactidade) e da face praial (alta compactidade).

O lençol freático produz padrão de reflexão bastante distinto, truncando refletores sedimentares (diácrono), sendo que nas regiões já próximas à praia, pode-se observar o mergulho da superfície freática em direção à cunha salina, que aparece nas seções como uma zona de atenuação do sinal de radar (zona de sombra) devido à alta condutividade da água salgada (Aquino *et al.* 2011).

No Paraná, a diferenciação das planícies costeiras holocênicas e pleistocênicas foram objeto de controvérsias (Martin *et al.* 1988, Angulo 1992, Angulo & Suguio 1995, Lessa *et al.* 1998). Segundo Martin *et al.* (1988), o enriquecimento epigenético bem desenvolvido seria exclusivo dos terraços pleistocênicos, no entanto Angulo (2004) observa que estes horizontes ocorrem também em terraços holocênicos.

Nos pontos de campo e no testemunho do VT-05, foi observada ocorrência superficial da camada de “piçarra”, que está associada à flutuação do nível freático, levando-se a conclusão de que não seria esta a característica distintiva a produzir o padrão de reflexão atribuído ao Pleistoceno.

A atenuação de sinal abaixo da superfície mais profunda fortemente marcada (SF1-Dc), é devido à limitação de frequência da antena utilizada no levantamento.

Podem ser observados paleocanais incisos na unidade abaixo desta superfície, com preenchimento produzindo reflexões com hipérboles (fácies Fs-Hp), o que pode estar relacionado à presença de cascalho, concreções de lama ou conchas. Estes paleocanais provavelmente estão relacionados a um sistema de vales incisos durante período de mar baixo, em que os terraços pleistocênicos teriam sido recortados por um sistema fluvial associado ao paleoestuário da Babitonga, com nível de base inferior ao atual.

Pôde-se identificar nos radargramas o contato entre a unidade pleistocênica e os sedimentos paleolagunares holocênicos, limite que coincide com o mapeamento de Anjos (2010).

Os depósitos eólicos foram caracterizados por refletores ondulados de grande amplitude, formando cristas e cavas, descontínuos e de baixo contraste, associados aos cordões litorâneos, e refletores planares ou acanalados com truncamento associados às dunas frontais de médio a grande porte próximas à praia. Os cordões litorâneos foram descritos associados à radar fácies Fs-On. Dillenburg *et al.* (2011), Silva *et al.* (2010) e Barboza *et al.* (2009)

descrevem padrões semelhantes, atribuindo estes refletores a depósitos de dunas frontais ou cristas e cavas de cordões litorâneos.

No Bloco norte os depósitos praias foram caracterizados por refletores tabulares de baixo ângulo e alto contraste em *downlap* em uma superfície erosiva, mergulhando para leste. Podem ser observados truncamentos de muito baixo ângulo nestes refletores, interpretados como depósitos de antepraia/zona de espraçamento), caracterizando um ambiente transicional intermarés.

Refletores sub-horizontais plano-paralelos nos horizontes superiores podem representar depósitos interdunares do tipo *sand sheet*, lagunares ou de leques de sobrelavagem (*washover fans*) durante eventos de tempestade.

A estratificação cruzada de baixo ângulo pode ser relacionada a processos de espraçamento no ambiente de antepraia, sendo que refletores truncando estas estruturas, com mais alto ângulo, em torno de 5-10°, podem estar relacionados a mudanças na inclinação da face praias durante eventos de tempestade.

Foram identificadas feições sigmoidais neste nível estratigráfico, com progradação para sul, representando a migração de uma barra arenosa ou esporão durante período de queda do nível do mar.

Na seção L_23S, refletores representando a progradação da linha de costa, apresentam leve mergulho para norte, evidência de que durante a regressão, além de se deslocar em direção ao oceano a barreira se deslocou também para o norte. Esporões com progradação em direção oposta à deriva longitudinal dominante, identificados nesta seção, podem ser resultado de inversões no sentido de deriva durante a progradação.

Subjacente aos depósitos praias, é notável a ocorrência de espesso pacote de sedimentos representados principalmente por refletores lenticulares côncavo-convexos sub-horizontais, estão presentes também as radarfácies de textura opaca ou de alto contraste, associadas a variações composicionais ou texturais. Este pacote, interpretado como oriundo de sedimentos da face litorânea apresenta espessuras de até 5 m, entretanto sua distribuição é irregular nas seções analisadas.

Este padrão pode ser interpretado como correspondente a estruturas do tipo *hummocky* e *swaley*, caracterizando depósitos gerados no ambiente subaquoso da face litorânea superior (Angulo 1992). Silva *et al.* (2010) identificaram na planície costeira sul do estado de Santa Catarina padrões semelhantes, a uma profundidade entre 10 e 15 m.

Associados aos refletores lenticulares côncavo-convexos ocorrem refletores ondulados, padrão que pode ser correlacionado com depósitos subaquosos da face litorânea média (Angulo 1992), gerados em ambiente com fluxos oscilatórios e trativos.

Os pacotes definidos pela ocorrência de refletores sigmoidais ocorrem na base da sequência de face litorânea, e são caracteristicamente confinados por corpos alongados da ordem de dezenas de metros e espessuras da ordem de 1 a 2,5 m, com formas sigmoidais com mergulho de 6 a 8°, progradando para oeste em *downlap* na Sf1-Dc e *toplap* em Sf2-Dc.

Estas macroformas foram interpretadas como barras submersas ou migração de *sand waves* cuja dinâmica estaria ligada, à época de sua deposição, com ambiente de face litorânea médio a inferior.

Na figura 65 pode-se observar a estratigrafia do sistema de barreiras no bloco norte, definido através da interpretação do radargrama da seção L_17W.

A diferença de ângulo entre refletores associados à face praial no terço final do radargrama da seção L_17W sugere uma mudança na dinâmica de evolução da barreira, em que o sistema praial teria passado de um estágio dissipativo para intermediário/reflectivo.

Segundo Zular (2011) o desenvolvimento dos cordões de dunas parabólicas que recobrem os sedimentos praias teve início por volta de 1.8-1.9 ka A.P. em um câmbio climático ocasionado pela que intensificação de frentes frias e eventos de tempestades provocando mudanças na morfodinâmica costeira e na proveniência de sedimentos.

O refletor de alto ângulo identificado na seção L_17W pode ser interpretado como uma falha cortando sedimentos holocênicos. Considerando que o radargrama apresenta corte aproximadamente transversal ao *strike* da estrutura (concordante com a atual linha de costa) conclui-se que a feição representa uma linha de intersecção no radargrama de um plano de falha com direção aproximada NE-SW visível em dois radargramas adjacentes (L_19E e L_21W).

Essas falhas poderiam estar associadas à zona de cisalhamento Palmital, de direção NW-SE, que ocorre na porção meridional do Terreno Paranaguá. Sismos frequentes registrados na região podem estar relacionados à atividade tectônica recente nesses lineamentos.



Modificado de Anjos 2010

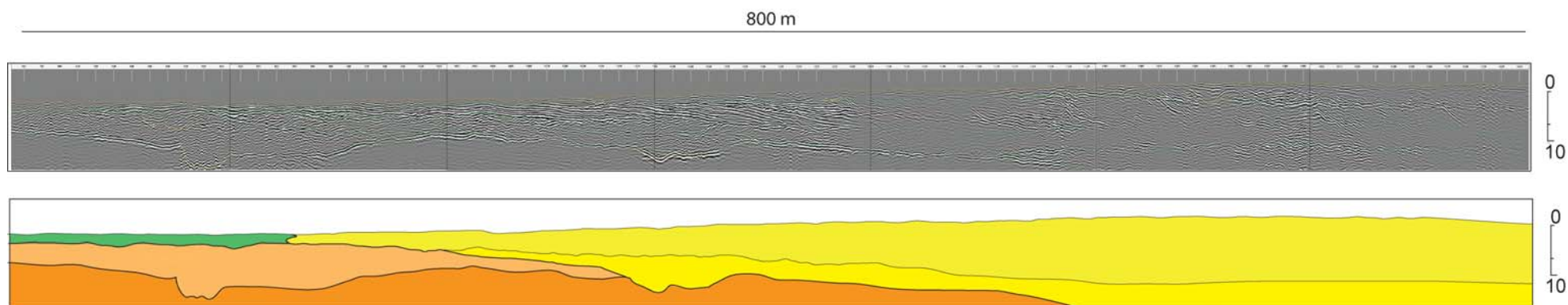


Figura 65: Seção geológica ao longo da seção L_17W.

No Bloco sul o empilhamento estratigráfico não é claro. Os refletores relacionados à progradação da barreira para leste são descontínuos e com baixa amplitude de sinal, com intensa perturbação de formas erosivas que provavelmente evoluíram com mudanças na geometria e dinâmica da desembocadura do Canal do Linguado (Barboza *et al.* 2011).

O padrão de progradação com agradação visível na extremidade leste do radargrama da seção L_07W é evidência de aporte sedimentar elevado em relação ao espaço de acomodação.

Na região próxima ao Canal do Linguado (extremidade oeste das seções L_07W e L_02W), mapeada como planície paleolagunar holocênica (Anjos 2010), observam-se nos radargramas refletores associados a uma praia lagunar/estuarina em estágio regressivo.

Paleocanais escavados nos horizontes superiores destes depósitos praias regressivos são evidência da maior importância relativa dos processos estuarinos e de maré em relação ao Bloco norte. Estes paleocanais apresentam morfologias, dimensões e preenchimentos diversificados, além de diferentes orientações em relação à linha de costa, sendo que a presença de nódulos de argila, conchas ou cascalho nos paleocanais pode explicar padrões de reflexões múltiplas.

No radargrama da seção L_07W foi identificado plano de falha abaixo da superfície Sf1-Dc, em sedimentos pleistocênicos, sugerindo que a tectônica esteve ativa durante todo o período de deposição do sistema de barreiras.

Dados dos testemunhos de sondagem mostram sedimentos arenosos com matéria orgânica e lamas, associados a um ambiente estuarino ou lagunar. A lama no topo dos testemunhos representam sedimentos de uma paleolaguna rasa ou de canais estuarinos em fase de abandono. Sedimentos arenosos em meio à lama podem estar associados a depósitos de leques de sobrelavagem ou a depósitos de planícies de maré.

Depósitos associados a leques de sobrelavagem são encontrados em área mais ao sul, no sistema barreira-laguna de Barra Velha, e são ainda alimentados por eventos de fortes ressacas associadas a marés meteorológicas e astronômicas (Caruso *et al.* 2010).

Angulo *et al.* (2009) consideram que a evolução paleogeográfica das planícies costeiras entre Barra Velha e Superagui está intimamente relacionada à morfodinâmica dos sistemas estuarinos presentes neste setor da costa, a saber; Baía da Babitonga, Baía de Guaratuba, e o complexo estuarino Paranaguá-Laranjeiras.

Elementos ativos durante a evolução da barreira holocênica parecem ter sido esporões ou barras arenosas paralelas à linha de costa e recurvas na região da desembocadura do estuário. O crescimento destes esporões em associação com os canais de maré (*tidal inlets*)

teriam isolado pequenas lagunas durante a progradação da barreira. O crescimento destes esporões está provavelmente relacionado a um período de intensa deriva litorânea, como sugerido por Roy *et al.* (1994) para costas dominadas por ondas sob condições de nível do mar estável ou sob pequena queda. Atualmente a extremidade sul da ilha apresenta feições morfológicas que poderiam ser similares ao observado em subsuperfície (Figura 66).

Angulo *et al.* (2009) consideram, em relação às barreiras do litoral Paranaense, que entre o início do período de estabilização da barreira transgressiva e 1000 anos após o máximo holocênico, a progradação da barreira é limitada por um balanço negativo de sedimentos durante uma fase com dominância de sedimentação interna ao estuário (deltas de maré enchente) passando para uma fase com dominância de processos externos ao estuário e abundante suprimento de sedimentos.

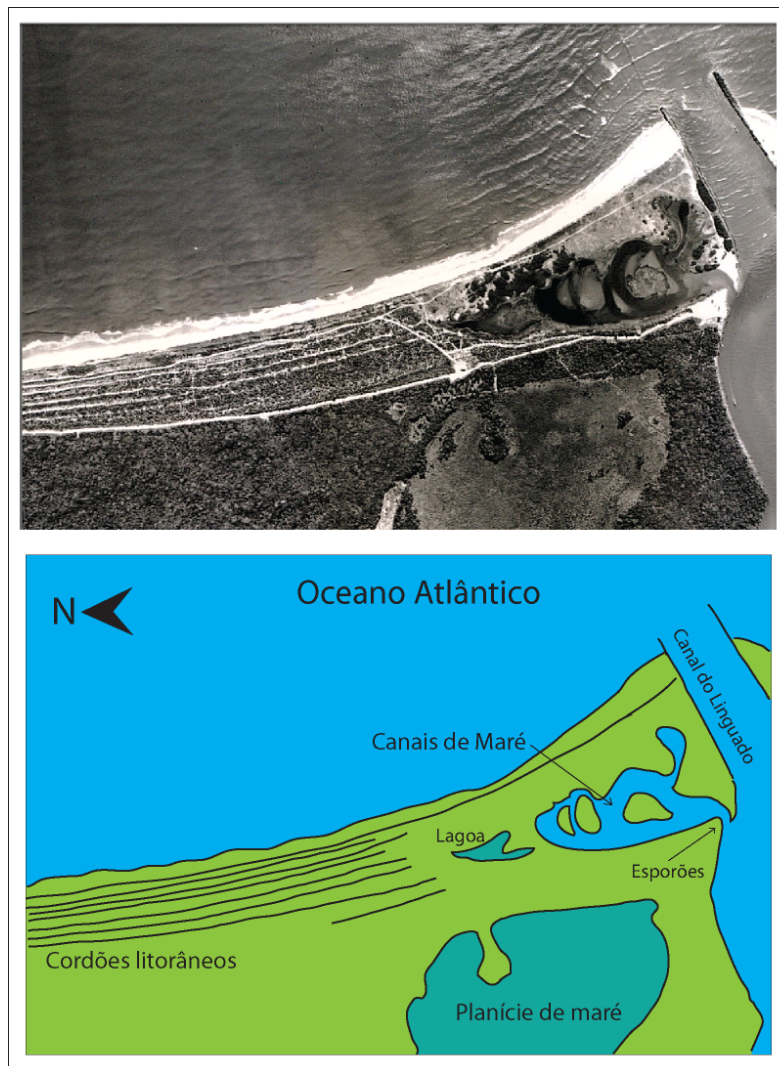


Figura 66: Região da desembocadura do Canal do linguado em Barra do Sul. Pode-se observar os cordões litorâneos, canais e planície de maré. Fonte: Levantamento aerofotogramétrico do ano de 1995, escala 1:12.500 (SPU 1995).

Lessa *et al.*(2000) sugerem que o alargamento das barreiras para o norte é devido a transporte de sedimento nesta direção, em uma célula de circulação de sedimento que inicia ao sul de Barra Velha, este fator influenciou não só o maior acúmulo de sedimentos, mas também a maior taxa de progradação ao norte da Ilha de São Francisco do Sul.

Os dados da correlação entre os radargramas e as fácies sedimentares sugerem que no período de estabilização do nível relativo do mar ao redor do máximo holocênico existiu um sistema barreira-laguna associado a um braço do paleoestuário da Babitonga. Após este período de estabilidade, com o início da queda gradual de nível do mar, teve início a progradação, inicialmente a uma taxa muito baixa, passando a acelerar em seu estágio final.

Esta mudança provavelmente está associada a mudanças na morfodinâmica costeira e no aporte de sedimentos, que modificaram o ambiente evolutivo da barreira em seus estágios finais.

Os dados obtidos evidenciam ainda que a tectônica esteve ativa nesta região durante e após a deposição dos sedimentos constituintes do sistema de barreiras, sugerindo que a mesma pode constituir elemento-chave sobre a evolução das barreiras holocênicas da região.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A associação do método GPR com o vibrotestemunhador provou ser bastante eficiente na caracterização da arquitetura de depósitos sedimentares rasos, mostrando-se, portanto adequada a estudos estratigráficos em ambientes costeiros.

O objetivo do trabalho foi alcançado através da definição da arquitetura deposicional do sistema barreira-laguna e da caracterização das fácies sedimentares associadas.

A datação radiométrica de parte do material coletado no vibrotestemunhador poderá ser importante para o refinamento dos dados e determinação das relações temporais dos depósitos.

Sondagens mais profundas e aplicação de GPR de baixa frequência interceptariam as estruturas de progradação pleistocênica em maior profundidade, provendo desta forma dados importantes para a elaboração de um modelo de evolução do sistema de barreiras quaternárias na Ilha de São Francisco do Sul.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU J.G.N., GRABOWSKI NETO D. 2003. Distribuição dos sedimentos superficiais na plataforma continental interna do litoral norte do Estado de Santa Catarina. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Caderno de resumos 9:124.
- ALVES J. H. G. M. 1996. Refração do espectro de ondas em águas rasas: Aplicações para a costa de São Francisco do Sul, SC, Brasil. Dissertação de Mestrado. UFSC, 89p.
- ALVES J. H. G. M., MELO E. 2001. Measurement and modeling of wind waves at the northern coast of Santa Catarina, Brazil. *Revista Brasileira de Oceanografia* 49:13-28.
- ANA - Agência Nacional de Águas. 2012. Sistema de Informações hidrológicas – Hidroweb. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/>. Acessado em 23 de fevereiro de 2012.
- ANGULO R.J. 1992. Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências – USP, 334p.
- ANGULO R.J., SUGUIO K. 1995. Re-evaluation of the maxima of the Holocene sea-level curve for the state of Paraná, Brazil. *Paleog., Paleocli., Paleoec.*, 112:385-393.
- ANGULO R.J., GIANNINI P.C.F 1996. Variação do nível relativo do mar nos últimos 2000 anos na região sul do Brasil: uma discussão. *Boletim Paranaense de Geociências*, 44: 67-75.
- ANGULO R.J., LESSA G.C. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, 140:141-166.
- ANGULO R. J.; GIANNINI P. C. F.; SUGUIO K.; PESSENDA L. C. R. 1999. Relative sea-level change in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna – Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, 159:323-339.
- ANGULO R.J., PESSENDA L.C.R., SOUZA M. C. 2002. O significado das datações ¹⁴C do litoral paranaense na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras do Pleistoceno Superior Holoceno. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(1):95-106.
- ANGULO R.J., SOUZA M.C. 2004. Mapa geológico da planície costeira entre o rio Saí-Guaçu e a baía de São Francisco, litoral norte do estado de Santa Catarina. *Boletim Paranaense de Geociências* 55:9–24.
- ANGULO R.J., LESSA G.C., SOUZA M.C. 2006. A Critical Review of Mid- to Late Holocene Sea-level Fluctuations on the Eastern Brazilian Coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25:486-506.
- ANGULO R. J., LESSA G. C., SOUZA M.C. 2009. The Holocene Barrier Systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG, S. R. & HESP, P. A. (eds) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag. 135-172p.

ANJOS M.L.M. 2010. Mapeamento Geológico-Geomorfológico da Planície Costeira Quaternária da Ilha de São Francisco do Sul, Sul do Brasil. Dissertação de Mestrado. Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 109p.

ANNAN A.P. 1999. Practical Processing of GPR Data. Sensors and Software, Ontario.

APSFS - Administração do Porto de São Francisco do Sul, Governo Estadual de Santa Catarina. 2012. Características físicas. Disponível em: www.apsfs.sc.gov.br. Acessado em 20 de março de 2012.

AQUINO W.F., BOTELHO M.A.B., GANDOLFO O.C.B. 2011. Emprego de georradar na detecção de intrusão salina e na identificação de estruturas geológicas em áreas litorâneas. X Congresso Brasileiro de Águas subterrâneas.

BARBOSA A., MAZZER A. M. 2003. Mudanças geomorfológicas ocorridas na desembocadura no sul do canal do Linguado no período de 1938-1989. Revista da Univille, 9(1): 117-124

BARBOZA E.G, DILLENBURG S.R, ROSA M.L.C.C, TOMAZZELLI L.J, HESP P.A. 2009. Ground penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. Journal of Coastal Research, Special Issue 56:579-582.

BARBOZA E.G, ANGULO R.J, SOUZA M.C, ROSA M. L. C. C, STEVAUX R. S, LIGABUE H. K. 2011. O registro Holocênico em subsuperfície da porção sul da ilha de São Francisco do Sul (SC), Brasil. XII Congresso da Associação Brasileira de estudos do Quaternário-ABEQUA.

BASEI M. A. S., SIGA JR. O., REIS NETO J. M. 1990. O Batólito Paranaguá - Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia-SBG. 36:1684-1699.

BASEI M. A. S., SIGA JR. O., MACHIAVELLI A. 1992A. Tectônica de nappes do Proterozóico Superior e Eopaleozóico da porção sul-brasileira. In: TOSELLI J. (ed.) El paleozóico inferior em latinoamerica y la génesis del Gondwana. Universidad Nacional de Tucuman, Série Correlacion Geológica. 9:215-217.

BASEI M. A. S., SIGA Jr. O., MACHIAVELLI A., MANCINI F. 1992B. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Rev. Bras. Geoc.* 22 (2):216-221.

BIGARELLA J. J. , MARQUES FILHO P. L., AB'SABER A. N. 1961. Ocorrência de sedimentos remanescentes nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva, SC). Boletim Paranaense de Geociências,4:82-93.

BIONDI J.C., CAVA L.T., SOARES P.C. 1989. Mapa Geológico do Estado do Paraná (Escala 1:650.000). Curitiba, DNPM/MINEROPAR.

BNDO - Banco Nacional de dados oceanográficos da Marinha brasileira. 2012. Previsões de marés. Estação Porto de São Francisco do Sul – Delegacia CPSFS (Estado de Santa Catarina). Disponível em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tubuas/60220Jan2009.htm>. Acessado em 23 de janeiro de 2012.

BOYD R., DALRYMPLE R., ZAITLIN B.A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80:139–150.

CARON F., LIMA L.G., DILLENBURG S.R., TOMAZELLI L.J., BARBOZA E.G., ANTIQUEIRA J.A.F., ROSA M.L.C.C., MANZOLLI R.P., SILVA A.B. 2010. Morphology, stratigraphy and factors controlling evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. In: 2010 Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu-PR. *Eos Trans. AGU, Meet. Am. Suppl.*, v. 91. p. OS21A-01.

CARUSO Jr. F., HAYMUSSI H., ADDAD J., FRASSON H., PAES J., CARUSO A. 2010. Ocorrência de depósitos sedimentares relacionados a ondas de tempestade na costa nordeste de Santa Catarina. *Caderno de resumos do VIII Congresso da ABEQUA* 187-189 p.

CASTILHOS J. A., GRÉ J. C. R. 2004. Beach Morphodynamics and sediment transport along the Northern Coast of Santa Catarina. *Journal of Coastal Research*.39:1638-1642.

CASTILHOS J. A., ROMEU M. A. R., GRÉ J. C. R. 2006. Simulation of Wave Propagation along the Northern Coast of Santa Catarina. *Journal of Coastal Research*. 39:1638-1642.

CATUNEANU O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier. Amsterdam.

CLIFTON H.E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: POSAMENTIER H.W. & WALKER R.G. (eds) *Facies Models revisited*. SEPM Special publication. 84:293-337.

COWELL P.J., ROY P.S. 1988. Shoreface transgression model: programming guide (outline, assumptions and methodology). Unpub. Report, Coastal Studies Unit, Marine Studies Centre, University Sydney, 23p.

COWELL P.J., ROY P.S., JONES R.A. 1991. Shoreface translation model: application to management of coastal erosion. In. BRIERLEY G., CHAPPEL J. (eds). *Applied Quaternary studies*. Canberra, Department of Biogeography and Geomorphology, ANU, 57-73p.

CURY L.F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado. Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 187p.

DAVIS W.M. 1912. *Die erklärende Beschreibung der Landformen*. Teubner, Leipzig, Berlin, 565p.

DAVIS J.L., ANNAN A.P., 1989. Ground-penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospect*. 3, 531–551.

DE BEAUMONT L.E. 1845. Leçons de Geologie Practique. Septième leçon. Bertrand Editeur, 221–252p.

DILLENBURG S.R., HESP P.A. 2009. Coastal Barriers. In: DILLENBURG S.R., HESP P.A. (eds). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag, 1-10p.

DILLENBURG S.R., BARBOZA E.G., HESP P.A., ROSA M.L.C.C. 2011. Ground penetrating radar and standard penetration test records of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal research*. 64: 651-655.

DNIT - Departamento Nacional de Infra-estrutura de transportes / IME - Instituto Militar de Engenharia. 2004. Relatório de estudos Ambientais da BR-280/SC e da Baía da Babitonga – Canal do Linguado, 150 p.

DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral. 1986. Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Brasília. Mapa Geológico, escala 1:500.000.

DOMINGUEZ J.M.L., MARTIN L., BITTENCOURT A.C.P.S. 1987. Sea level history and Quaternary evolution of river mouth associated beach ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: NUMMEDAL D., PILKEY O.H., HOWARD J.D. (eds) *Sea level fluctuations and coastal evolution*. SEPM special publication. 41: 115-127p.

DOMINGUEZ J. M. L. 2009. The Coastal Zone of Brazil In: DILLENBURG S. & HESP P. (eds.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag, 17-51p.

EPAGRI (Empresa de Pesquisa Agropecuária e extensão rural de Santa Catarina S. A.) & CLIMERH (Centro Integrado de Meteorologia e Recursos Hídrico de Santa Catarina). 2000. Séries históricas das estações climatológicas de São Francisco do Sul. Relatório interno, 4 p.

EPAGRI - Empresa de Pesquisa Agropecuária e extensão rural de Santa Catarina S.A. 2011. Mapas digitais. Disponível em: <http://intranet.epagri.sc.gov.br/> Acessado em 22 março de 2011.

FATMA - Fundação do Meio Ambiente de Santa Catarina 2003. Atlas Ambiental da região de Joinville – Complexo Hídrico da Baía da Babitonga. FATMA/GTZ, 168 p.

FATMA - Fundação do Meio Ambiente de Santa Catarina 2005. Relatório dos estudos técnicos básicos e justificativas para a criação do Parque Estadual Acaraí. Relatório Interno, 48 p.

FEDOROVA N. 2001. Meteorologia Sinótica. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, Rio Grande do Sul: Ed. Universitária. 242 p.

FIELD M.E., DUANE D.B. 1976. Post-Pleistocene history of the United States inner continental shelf: significance to origin of barrier islands. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87:691–702.

FIELD M.E., TRICARDI F. 1991. Regressive coastal deposits on Quaternary continental shelves: preservation and legacy. In: *Shoreline to Abyss*. SEPM Special Publ. 46:107-122.

FITZGERALD D.M., CLEARY W.J., BUYNEVICH I.V., HEIN C.J., KLEIN A.H.F., ASP N., ANGULO R.J. 2007. Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 50:152-156.

GAWTHORPE R.L., COLLIER R.E.L., ALEXANDER J., LEEDER, M., BRIDGE J.S., 1993. Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. In: NORTH C.P., PROSSER D.J. (Eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., vol. 73, pp. 421–432.

GERCO/SC- Gerenciamento Costeiro do Estado de Santa Catarina 2010. Diagnóstico Sócio Ambiental da Zona Costeira do Estado de Santa Catarina – Litoral Norte ou Setor 1. Relatório Interno.

GIANNINI P. C. F. 1993. Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaquaruna e Imbituba, SC. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 2v. e 2 mapas, 439 p.

GILBERT G.K. 1885. The topographic features of lake shores. US Geological Survey, 5th Annual Report, 69–123p.

GLAESER J.D. 1978. Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting. *Journal of Geology*, 86:283-297.

GONÇALVES M. L., KAUL P. F. T. 2002. Evolução Geológica. In: KNIE, J. L. W.(Org.). *Atlas Ambiental da Região de Joinville: Complexo Hídrico da Baía da Babitonga*. Florianópolis: FATMA/GTZ, 1º ed., 05-08p.

GRÉ J. C. R., CASTILHOS J.A. 1998. Evidências da presença de níveis de estabilização marinha holocênicos na Plataforma Continental Interna adjacente a região norte do Estado de Santa Catarina, Brasil. In: *Simpósio Nacional de Geomorfologia, Geossul (Edição Especial)*, Florianópolis, V.14, n. 27, p 225-228.

GSSI - Geological Survey Service Inc. 2012. Disponível em <http://www.geophysical.com/antennas.htm>. Acessado em maio de 2012.

HAYES M.O. 1979. Barrier islands morphology as a function of tidal and wave regime. In: LEATHERMAN S.P. (ed) *Barrier islands-from the Gulf of St Lawrence to Gulf of Mexico*. Academic Press, 1-27p.

HEARTY P. J. 1998. The geology of Eleuthera Island, Bahamas: a rosetta stone of Quaternary stratigraphy and sea-level history. *Quaternary Science Reviews* 17:333–355.

HESP P. A., GIANNINI P. C. F., MARTINHO T., MIOT DA SILVA G. e ASP NETO N.E. 2009. The Holocene Barrier Systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG S.R., HESP P.A. (eds). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag, 93-129p.

HORN FILHO N. O., DIEHL F. L. 1994. Geologia da planície costeira de Santa Catarina. *Alcance*, 1(1):95-102.

HORN FILHO N. O. 1997. O Quaternário costeiro da Ilha de São Francisco do Sul e arredores, Nordeste do Estado de Santa Catarina. Aspectos geológicos, evolutivos e ambientais. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 312 p.

HORN FILHO N.O. 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. Geosul, Florianópolis. 35: 71-98.

HORN FILHO N.O, SIMÓ D.H. 2008. The upper Pleistocene of São Francisco do Sul island coastal plain: geomorphologic, sedimentologic and evolutive aspects. Brazilian Journal of Oceanography, 56(3):179-187.

IBAMA - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. 1998. Proteção e Controle de ecossistemas costeiros: manguezal da Baía de Babitonga. Coleção meio ambiente. Série Estudos de pesca. V.25, 146p.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1981a. Folha Garuva – SG-22-Z-BII-1. Mapa Topográfico, escala 1:50.000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1981b. Folha S. Francisco do Sul – SG-22-Z-B-II-2. Mapa Topográfico, escala 1:50.000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1981c. Folha Joinville – SG-22-Z-BII-3. Mapa Topográfico, escala 1:50.000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1981d. Folha Araquari – SG-22-ZB-II-4. Mapa Topográfico, escala 1:50.000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2004a. Geomorfologia. Folha Joinville – SG-22-Z-BII-3. Mapa geomorfológico, escala 1:250.000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2004b. Pedologia. Folha Joinville – SG-22-Z-BII-3. Mapa pedológico, escala 1:250.000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2004c. Vegetação. Folha Joinville – SG-22-Z-BII-3. Mapa de vegetação, escala 1:250.000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2004d. Geologia, Solos e Vegetação. Folha Joinville (SG-22-Z-B). Projeto Sistematização das informações sobre Recursos Naturais, Diretoria de Geociências do IBGE. Rio de Janeiro, escala 1:250000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2012. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/> . Acessado em 10 de março de 2012.

IMBRIE J., HAYS J.D., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MORLEY J.J., PISIAS N.G., PRELL W.L., SHACKLETON N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine delta ¹⁸O record. In: BERGER A.L. (ed), Milankovich and climate. Reidel Publishing, 269-305 p.

INPE – INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS 2011. Imagem CBERS da Ilha de São Francisco do Sul. Disponível em <http://www.cbbers.inpe.br>. Acessado em março de 2011.

ISLA F.I. 1998. ¿Uniformitarismo transgresivo o regresivo? Boletim Paranaense de Geociências, 46:165-174.

JOL H.M., BRISTOW C.S. 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: BRISTOW C.S., JOL H.M. (Eds.), Ground Penetrating Radar in Sediments. Geological Society of London Special Publication, 211: 9-27.

JOHNSON D.W. 1919. Shore processes and shoreline development: John Wiley & Sons, New York, 584 p.

KLEIN R. M. 1984. Aspectos dinâmicos da vegetação do sul do Brasil. Sellowia. 36:5-54.

KRAFT J.C., CHAZASTOWSKI M.J. 1985. Coastal stratigraphic sequences. In: DAVIS R.A. (ed) Coastal sedimentary environments. Springer-Verlag, New York, 625–663 p.

KRUMBEIN W.C., SLOSS L.L. 1963. Stratigraphy and sedimentation. 2nd edition, Freeman, San Francisco.

LESSA G.C., MEYERS S.R., MARONE E. 1998. Holocene Stratigraphy in the Paranaguá Bay Stuary, southern Brazil. Journal of Sedimentary research, 68(6):1060-1076.

LESSA G.C., ANGULO R.J. 1998. Oscilations or not oscillations, that is the question. Marine Geology, 150:189-196.

LESSA G.C., ANGULO R.J., GIANNINI P.C.F., ARAÚJO A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. Marine Geology, 165(1-4):87-108.

LIMA M. R., ANGULO R. J. 1990. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do estado do Paraná, Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 62(4): 357-371.

LOPES O.F. 1987. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.1, 303-312 p.

MCCUBBIN D.G. 1992. Barrier-island and strand plain facies. In: Scholle P.A. & Spearing D. (eds). Sandstone depositional environments. The American association of petroleum geologists, AAPG:247-279.

MARTIN L., SUGUIO K., FLEXOR J.M., BITTENCOURT A.C.S.P., VILAS-BOAS G.S. 1979/80. Le Quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). Cah. O.R.S.T.O.M Série Géologie 11:95-124.

MARTIN L.; SUGUIO K.; FLEXOR J. M.; AZEVEDO A. E. G. 1988. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Série Geol. DNPM. Brasília, 28/18, 40 p.

MARTIN L., BITTENCOURT A.C.S.P., DOMINGUEZ J.M.L., FLEXOR J.M., SUGUIO K. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question: Comment on Angulo R.J. and Lessa G.C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions". *Marine Geology* 150:179-187.

MARTINS V. M., VIDAL-TORRADO P., COELHO M.R, SOUZA C. R. 2011. Evolução dos solos na planície costeira de Bertioga-SP. Resumo expandido – ABEQUA.

MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J, MOORE T.C., SHACKLETON N.J. 1987. Age dating and the orbital Theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27:1-29.

MAZZER A. M., GONÇALVES M.L. 2011. Aspectos Geomorfológicos da Baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil: Caracterização morfométrica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, V 12(3):115-120.

MIALL A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Fourth edition. New York, Springer-Verlag, 582 p.

MIDDLETON G.V. 1978. Facies, In: FAIRBRIDGE R.W., BOURGEOIS J. (eds) *Encyclopedia of Sedimentology*. 323-325 p.

MIOT DA SILVA G., HESP P.; DILLENBURG S. R. ; ALMEIDA L. E. S. B. 2006. Coastline orientation and aeolian sediment transport on a headland bay beach in Southern Brazil. In: *The 2006 Meeting of the Association of American Geographers, 2006, Chicago, IL. 2006 Annual Meeting Abstracts*. 127 p.

MITCHUM R.M., VAIL P.R., SANGREE J.B. 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memory. 16:117– 123.

NEAL A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66:261–330.

OLIVEIRA, F. A. 2006. Estudo do aporte sedimentar em suspensão na Baía da Babitonga sob a ótica da geomorfologia. Universidade de São Paulo. São Paulo. Tese de doutorado. 286 p.

OERTEL G.F. 1985. The barrier island system. *Marine Geology* 63:1–18.

OERTEL G.F., KRAFT J.C., KEARNEY M.S., WOO H.J. 1992. A rational theory for barrier-lagoon development. In: FLETCHER C.H. III, WEHMILLER J.F. (ed) *Quaternary coasts of the United States: Marine and Lacustrine systems*. SEPM SP 48, 78–87.

PEEL M. C., FINLAYSON B. L., MCMAHON T. A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633-1644.

PERILLO G. M. E. 1995. *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, 471p.

PMSFS – PREFEITURA DE SÃO FRANCISCO DO SUL. 2006. Ortofotocarta digital, escala 1:10.000.

PORSANI J.L. 1999. Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP - Campus de Rio Claro - SP, 145 p.

POSSAMAI T, VIEIRA C.V, OLIVEIRA F.A, HORN FILHO N.O. 2010. Geologia costeira da Ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina. *Revista de Geografia*. Volume especial do VIII SINAGEO, 2:45-57.

PLINT A.G., EYLES N., EYLES C.H., WALKER R.G. 1992. Control of sea level change. In: WALKER R.G., JAMES N.P. (eds) *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 15-23p.

READING H.G., COLLINSON J.D. 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: READING H.G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., 3ª Ed. 5-36p.

REINSON G.E. 1992. Transgressive Barrier Island and estuarine systems. In: WALKER R.G., JAMES N.P. (eds) *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 179-191p.

ROY P.S., COWELL P.J., FERLAND M.A., THOM B.G. 1994. Wave-dominated coasts. In: CARTER R.W.G. & WOODROFFE C.D. (eds.) *Coastal evolution: late quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University press, 121-186p.

SCHETTINI C.A.F. 2002. Caracterização física do estuário do rio Itajaí-Açu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 7(1): 123-142.

SCHWARTZ M.L. 1973. *Barrier islands*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.

SEPM 2011. *Sequence Stratigraphy*. Disponível em <http://www.sepmstrata.org>. Acessado em julho de 2011.

SIGA Jr. O, BASEI M.A.S., MACHIAVELLI A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 215-223.

SIGA Jr. O. 1995. *Dominios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e Evolução Crustal*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. 212p.

SILVA L.C. 1987. Geologia do pré-cambriano/eo-paleozóico de Santa Catarina. In: SELVA L.C. & BORTOLUZZI C. A. (eds.) Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Florianópolis, CPRM. p. 12-90.

SILVA A.B, BARBOZA E.G, ROSA M.L.C.C, FRACALOSSO F.G 2010. Caracterização dos depósitos sedimentares em subsuperfície no setor meridional da Planície costeira sul de Santa Catarina. Gravel, 8(1)1-7.

SOUZA M. C. 1999. Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, 177 p.

SOUZA M.C., ANGULO R.J., PESSENDA L.C.R. 2001. Evolução paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. Revista Brasileira de Geociências 31:223-230.

SOUZA M.C. 2005. Estratigrafia e evolução das barreiras holocênicas Paranaenses, Sul do Brasil. Tese de Doutorado. Pós graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. 100 p.

SOUZA M.C., ANGULO R.J., ASSINE M.L., CASTRO D.L. 2012. Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil. Marine Geology, 291-294:49-62.

SPU – SECRETARIA DO PATRIMÔNIO DA UNIÃO 1995. (Florianópolis) Foto aérea. Escala 1:12:500, São Francisco do Sul, Fx7, n.8. Fx 8, n.22.

STECH J. L., LORENZZETTI J. A. 1992. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. Journal of Geophysical Research, 97:507-520.

SUGUIO K., MARTIN L. 1976. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares Quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29. Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG, v.1.295-305p.

SUGUIO K., MARTIN L., BITTENCOURT A. C. S. P., DOMINGUEZ J. M. L., FLEXOR J. M., AZEVEDO A. E. G. (1985) Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15:273-286.

SWIFT D.J.P. 1976. Coastal sedimentation In: STANLEY D.J., SWIFT D.J.P. (eds) Marine sediment transport and environmental management. John Wiley & Sons, New York, 255–310p.

SWIFT D. J. P., THORNE J. A. 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In: SWIFT D.J.P, OERTEL G.F., TILLMAN R.W., THORNE J.A. (eds). Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy. Special publications no 14 of the International Association of Sedimentologists. Oxford Blackwell Scientific Publications, 3-31p.

TOMAZZELLI L.J., DILLENBURG S.R., VILLWOCK J.A. 2000. Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30(3):474-476.

TRUCCOLO E. C. 1998. Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul - SC. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental). Universidade Federal de Santa Catarina. 100p.

TRUCCOLO E. C., SCHETTINI C. A. F. 1999. Marés astronômicas na baía da Babitonga, SC. *Notas Técnicas Facimar*, 3: 57-66.

TRUCCOLO E. C., FRANCO D., SCHETTINI C. A. F. 2006. The low frequency sea level oscillations in the northern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 39:547-552.

TRUCCOLO E. C. 2011. Estudo do comportamento do vento no litoral centro-norte de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 26(3):451-460.

VAIL P.R., TODD R.G., SANGREE J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 5. Chronostratigraphic significance of seismic reflections. *AAPG Memoir* 26: 99-116.

VIEIRA C. V., HORN FILHO N.O., BONETTI C.V.D.H.C., BONETTI J. 2008. Caracterização morfosedimentar e setorização do Complexo Estuarino da Baía da Babitonga/SC. *Boletim Paranaense de Geociências*, 62-63:85-105.

VILLWOCK J.A., TOMAZZELLI L.J., LOSS E.L., DEHNHARDT E.A., HORN FILHO N.O., BACHI F.A., DEHNHARDT B.A., 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Balkema 4:79-97.

ZALÁN P. V., OLIVEIRA J. A. B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13,(2):269-300.

ZANINI L. F. P.; BRANCO P. M.; CAMOZZATO E. & RAMGRAB G. E. (orgs). 1997. Programa de levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folhas Florianópolis/ Lagoa, SG.22-Z-D-V/IV, Estado de Sta. Catarina: escala 1:100.000. Brasília: DNPM/CPRM, 223p.

ZENKOVICH V.P. 1967. Processes of coastal development (Translated by FRY O.G. & STEERS J.A.). Oliver and Boyd, Edinburgh.

ZULAR A. 2011. Sedimentologia e cronologia por luminescência da Ilha de São Francisco do Sul (SC): Considerações sobre a evolução Holocênica de barreiras arenosas da costa sul e sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. IG-USP. Programa de pós-graduação em Geoquímica e geotectônica. 100p.

WALKER R.G., PLINT A.G. 1992. Wave and storm dominated shallow marine systems. In: WALKER R.G., JAMES N.P. (eds) *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 219-235p.

WALKER R.G. 1992. Facies, Facies Models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER R.G., JAMES N.P. (eds) Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, 1-13p.

WENTWORTH C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology. 30; 377-392.